



universität
wien

MASTERARBEIT / MASTER'S THESIS

Titel der Masterarbeit / Title of the Master's Thesis

Untersuchung des Blitzschlagverhaltens am Gaisberg

verfasst von / submitted by
Manuel Weber, B. Sc.

angestrebter akademischer Grad / in partial fulfilment of the requirements for the degree
of
Master of Science (MSc)

Wien, 2018 / Vienna, 2018

Studienkennzahl lt. Studienblatt /
degree programme code as it appears on
the student record sheet:

A 066 614

Studienrichtung lt. Studienblatt /
degree programme as it appears on
the student record sheet:

Meteorologie

Betreut von / Supervisor:
emer. o. Univ.-Prof. Mag. Dr. Reinhold Steinacker

Zusammenfassung

Schon seit Beginn der Messungen der Blitzeinschläge im Jahre 1998 am Gaisberg bei Salzburg (1287m) ist dieser Ort in vieler Hinsicht besonders. Nicht nur der Umstand, dass praktisch alle Blitze dort als Aufwärtsblitze in Erscheinung treten, sondern auch das im Herbst bzw. Winter auftretende Blitzschlagmaximum gehören zu den Besonderheiten. Die vorliegende Masterarbeit versucht, die aufgetretenen Blitzschlagmuster mithilfe der vorhandenen (Mess-)daten zu analysieren und mit Wetterlagen zu verknüpfen. Beobachtungen zeigen zudem, dass auch sensible Infrastruktur - wie etwa Windräder - vermehrt von Aufwärtsblitzen betroffen sind und dadurch zum Teil erhebliche Schäden entstehen. Es ist also durchaus von wirtschaftlichem Interesse, mehr über die Charakteristik und das Schadenspotenzial dieser Aufwärtsblitze zu erfahren, wo doch etwa die Anzahl der Windräder und damit die Angriffsfläche für Blitze im Steigen begriffen ist.

Für die vorliegende Arbeit stand einiges an Datenmaterial bereit. Um einen ersten Anhaltspunkt über die Gewitteraktivität im Gebiet um den Gaisberg zu erhalten, sind für Tage mit Blitzeinschlägen in einer Landkarte die Blitze in einem 10km-Radius um den Gaisberg eingetragen, zusätzlich sind die Uhrzeit des Einschlags, die Koordinaten, die Intensität, die Entfernung zum Gaisberg und die Art (Boden-/Wolkenblitz) vermerkt. Neben den Blitzstrommessungen an der Turmspitze, die von OVE (Austrian Electrotechnical Association) zur Verfügung gestellt werden, gibt es Messwerte von Wetterstationen am Gaisberg sowie am Flughafen Salzburg, zusätzlich fließen Daten aus Radiosondenaufstiegen in die Untersuchungen ein. Als Ergänzung zur Radiosonde wird der sog. CLM-Hindcast der ZAMG verwendet, der mit einer höheren zeitlichen Auflösung (3 Stunden) die Beobachtungen, zB. die Lage der -10 °C-Isotherme, für den Gitterpunkt Gaisberg ergänzt. Seine horizontale Auflösung beträgt 10km, in der Vertikalen stehen 45 Levels bereit. Außerdem liegen elektrische Feldmessungen und Daten eines Mikroregenradars vor. Ziel dieser Arbeit war es, herauszufinden, welche Parameter Einfluss auf die Blitzverteilung ausüben, d.h. unter welchen Bedingungen eher mit Blitzen am Gaisberg bzw. in der Umgebung zu rechnen ist; dazu wurden u.a. Korrelationsanalysen und Häufigkeitsverteilungen jener Parameter sowie abschließend Fallstudien erstellt. Und es zeigte sich, dass v.a. die Luftmasse, aber auch die Windverhältnisse am Gaisberg darüber entscheiden, ob Blitze vermehrt am Gaisberg oder rundherum einschlagen. So scheinen niedrige Windgeschwindigkeiten während auftretender Gewitteraktivität dazu zu führen, dass sich der Turm vor Blitzschlägen schützen kann - dieser Effekt tritt dabei hauptsächlich im Sommer auf, im Winter werden Blitzereignisse meistens von zu starken Winden begleitet. Summa summarum kann man festhalten, dass folgende Bedingungen für Blitzeinschläge in den Turm von Vorteil sind: labile und feuchte Kaltluft ($\theta_{e,850hPa}$ -Werte um 300K), hohe Windgeschwindigkeiten und dazu eine Windrichtung im Bereich zwischen ca. 270 und 350 Grad.

Abstract

With the beginning of lightning measurements on Gaisberg mountain (1287m) near Salzburg city, it was quickly obvious this place is unique in different ways. Not only the circumstance that most lightnings observed there are so called upward lightnings - initialized by the tower located on top of the mountain - but also the fact that most lightnings hit the tower during winter season makes this place special. This master thesis tries to explore these peculiarities by linking them with the synoptical weather conditions occurring during the lightning events and thus make the situation more understandable. What are the reasons for some thunderstorms triggering lightning strikes exclusively on Gaisberg whereas sometimes the tower is - in opposition to the vicinity - completely spared from lightning? The results are not only interesting for meteorology: the rising number of wind turbines that are quite vulnerable to lightning strikes makes more information about upward lightnings, their characteristics and their potential for damage necessary also for economic issues.

For this thesis, various sources of data were available. In order to identify days with lightnings in the 10km-surrounding of Gaisberg mountain, PDFs were used. These PDFs contain the location (coordinates) and time of the measured lightnings, the intensity, the distance to the Gaisberg Tower and also the type of each lightning strike (up-/downward, intra-cloud). Current measurement data directly collected at the Gaisberg tower by OVE (*Austrian Electrotechnical Association*) were also provided as well as weather station data from both Salzburg Airport and Gaisberg; moreover, data derived from the Munich radiosonde was used. In addition to this, a CLM-Hindcast was available. This kind of data, which was provided by the ZAMG, is fed with boundary conditions originating from the ERA-Interim-Reanalysis and thus generates a consistent outcome of different meteorological parameters ranging from 1979 up until now, using 45 vertical levels, a spartial resolution of 10km and a temporal resolution of 3 hours. This makes it possible to gain information also from the mid and upper troposphere at the gridpoint Gaisberg tower without having a 'real' radiosonde there. Furthermore, electric field measurements and data from a micro-rain-radar (both ascertained besides the tower) were available.

The results show that especially two factors are important concerning the preferred location of lightning strikes (the tower itself vs. the surroundings): involved airmass and wind conditions, in particular wind speed. Obviously, low wind speed during thunderstorm activity (which occurs mainly during summer) leads to the effect that the tower is capable of defending itself from lightning strikes. So one could say that 'perfect' conditions for lightning strikes into the tower are: rather cold (with $\theta_{e,850hPa}$ -values around 300K), moist and slightly unstable airmass, high wind speed and northwesterly winds.

Inhaltsverzeichnis

1	Motivation	1
2	Grundlegendes zur Gewitterphysik	4
2.1	Der Cumulonimbus	5
2.2	Ladungsverteilung in einer Gewitterwolke	7
2.3	Mechanismen der Ladungstrennung	9
2.3.1	Konvektions-Mechanismus	10
2.3.2	Graupel-Eis-Mechanismus	12
2.4	Der Vorgang der Blitzentladung	15
2.4.1	Allgemeines	15
2.4.2	Blitzgefahr	18
2.4.3	Der negative Abwärtsblitz	19
2.5	Aufwärtsblitze	21
2.5.1	Allgemeines	21
2.5.2	Übersicht über die elektrischen Eigenschaften	23
2.6	Blitzortung	24
2.6.1	Allgemeines	24
2.6.2	Das österreichische Blitzortungssystem ALDIS	25
2.6.3	Messprinzip	26
3	Blitzstrommessungen am Salzburger Gaisberg	29
3.1	Ergebnisse	32
3.1.1	Negative Blitze	33
3.1.2	Positive Blitze	34
3.1.3	Bipolare Blitze	34
3.1.4	Sonstiges	36
4	Daten	38
4.1	Datenmaterial ALDIS	38
4.1.1	Blitzortungsdaten	38

4.1.2	Gaisberg-Datenbank	38
4.2	Beobachtungsdaten am und rund um den Gaisberg	39
4.2.1	Mikroregenradar	39
4.2.2	Distrometer	39
4.2.3	Stationen	39
4.2.4	Feldmühle	40
4.3	Modelldaten	40
4.4	Radarbilder Austrocontrol	41
4.5	CLM-Hindcast ZAMG	41
4.6	Radiosondendaten	41
5	Vorgangsweise und Ergebnisse	42
5.1	Validierung CLM-Hindcast	43
5.2	Korrelationen von Beobachtungsdaten mit der relativen Blitzdichte	46
5.3	Häufigkeitsverteilungen von meteorologischen Parametern am Gaisberg bei erhöhter Feldstärke	55
5.4	Fallbeispiele	62
5.4.1	Der 1. März 2008 - Orkan Emma	62
5.4.2	Der 12. Juni 2014	65
6	Diskussion und Ausblick	69
Literatur		72

Kapitel 1

Motivation

Der 1287 m hohe Gaisberg nahe der Stadt Salzburg gehört österreichweit zu den Orten mit der höchsten Dichte an Blitzereignissen. Seit 1998 werden von ALDIS (*Austrian Lightning Detection & Information System*) am ORS (Österreichischer Rundfunkssender) Sendemast am Gipfel Blitzströme gemessen, wobei bis September 2013 rund 950 Einschläge verzeichnet werden konnten. Interessant ist dabei, dass 99,9 % dieser Blitze sog. Aufwärtsblitze sind, sie werden also vom Sendemast selbst ausgelöst. Dieses Phänomen ist auch von anderen ähnlich exponierten Sendern bzw. Türmen bekannt (etwa Dobratsch, Kitzbüheler Horn, Wolkenkratzer mit hohen Antennen; Rakov und Uman, 2003). Erwähnenswert ist aber die räumliche und auch zeitliche Verteilung der Blitzereignisse, denn einerseits gibt es – anders als in den meisten anderen Gebieten Österreichs – kein ausgeprägtes Maximum während der Sommermonate, vielmehr sind die Einschläge über das Jahr relativ gleich verteilt bzw. weisen sie tendenziell ein Maximum in den Wintermonaten auf. Andererseits gibt es Situationen, wo es zwar im Großraum Salzburg Gewitter gibt, allerdings keine Einschläge am Sendemast registriert werden und auch das genaue Gegenteil, nämlich Blitzereignisse ausschließlich am Gaisberg, ist häufig beobachtbar. Es besteht jedenfalls großes Interesse an den Aufwärtsblitzen, da Blitzstrommessungen meistens an Türmen vorgenommen werden, die überwiegend Aufwärtsblitze auslösen. Zudem ist ein besseres Verständnis der Aufwärtsblitze für die Auslegung adäquater Blitzschutz-Maßnahmen hoher Objekte wie Fernmeldeturme, Hochhäuser und Hochspannungs-Freileitungen, erforderlich.

Mit dieser Masterarbeit wird versucht, die meteorologischen Rahmenbedingungen für die unterschiedlichen Blitzschlagmuster am Gaisberg zu erkennen und mithilfe der vorliegenden Daten Parameter zu identifizieren, die signifikanten Einfluss auf die Art des beobachteten Blitzereignisses (Entladungen nur am Gaisberg vs. nur in der Umgebung) haben. Eine zu diesem Thema begleitende Bachelorarbeit wird diese Kategorisierung der Blitzfälle in einem ersten Schritt vornehmen. Zur weiteren detaillierten Untersuchung der vorliegenden Gewitterfälle ist es Ziel dieser Arbeit, die feinstmöglichen Skalen auszuwerten.

ten. Die am Gaisberg direkt gemessenen Blitzschläge inkl. diverser elektrostatischer Kennzahlen (Art des Blitzes, Polarität, ausgetauschte Ladungsmenge, Verlauf der Stromstärke, Stromamplitude) sind in der sog. Gaisberg-Datenbank vermerkt und stehen für die Masterarbeit ebenfalls zur Verfügung, genauso wie auch die E-Feld-Messungen der Feldmühle am Gaisberg. Begleitend zu diesen Daten werden überdies auch Wind- und Temperaturverhältnisse in den verschiedensten Schichten benötigt. Da die Münchner Radiosonde aber nur alle 12 Stunden Daten bereitstellen kann und zudem doch rund 100km entfernt liegt, wird, um diese Lücke zu schließen, zusätzlich ein CLM-Hindcast (*Climate Limited-area*) verwendet, der an der ZAMG gerechnet wird. Jener hat eine 10 km respektive 3h-Auflösung und wird alle 6 Stunden mit Randbedingungen von ERA-Interim-Reanalysen gefüttert, sodass er ein konsistentes Abbild der meteorologischen Bedingungen ab 1979 liefert. Die Lage bestimmter Isothermen (bspw. der -10/-20 °C- Isothermen) ist etwa dahingehend entscheidend, als dass die Ladungszentren in einer Gewitterwolke fast nur eine Funktion der Temperatur sind (Krehbiel, 1986). Die Windverhältnisse wiederum geben Auskunft über die vorherrschende Großwetterlage und können zudem hilfreich sein bezüglich der Frage, ob auch die Windscherung Einfluss ausübt. Zusätzlich liegen Messwerte von mehreren Wetterstationen am Gaisberg vor, die beispielsweise Temperatur- und Winddaten liefern. Neben Punktmessungen sind zudem flächige Analysen von VERA für das Gebiet rund um den Gaisberg vorhanden (*VERA = Vienna Enhanced Resolution Analysis*; Steinacker et al, 1995)

Mithilfe all dieser Daten sollen in dieser Masterarbeit die Blitzfälle zwischen den Jahren 2008 und 2016 analysiert werden. In weiterer Folge soll mittels statistischer Methoden - etwa Korrelationsanalysen oder Balkendiagrammen - versucht werden, Zusammenhänge zwischen den verschiedenen Fällen zu finden und charakteristische Schwellwerte bzw. Merkmale für die jeweiligen Gewittertypen zu definieren. Welchen Einfluss übt etwa die Wolkenunter- bzw. Schneefallgrenze auf die Gewitter hinsichtlich Blitzschläge aus? Wie sehr prägt die Anströmrichtung das Ereignis? Es ist einigermaßen wahrscheinlich und natürlich auch wünschenswert, dass sich, trotz der Komplexität von Gewittern, auf Basis dieser Kategorisierungen bestimmte Muster in den Gewitterfällen herauskristallisieren. Einzelne Gewitterereignisse - stellvertretend für die verschiedenen Muster - sollen in weiterer Folge noch einmal bis ins letzte Detail aufgearbeitet und analysiert werden.

Letztendlich soll es mit den gewonnenen Erkenntnissen gelingen, folgende (grob umrissene) Fragestellungen zu beantworten:

- Gibt es eine eindeutige Korrelation zwischen gewissen Wetterlagen respektive charakteristischen meteorologischen Parametern und der Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von Blitzschlägen *ausschließlich* am Gaisberg? Wenn ja, welche Wetterlagen kommen dafür in Frage?

- Wieso verursachen andererseits manche Gewitter zwar in der Umgebung des Gaisbergs Blitzeinschläge, aber nicht am Gaisberg selbst und welche Wetterlagen sind prädestiniert dafür?
- Inwiefern kann man die aus den Gaisbergdaten gewonnenen Erkenntnisse auch für andere ähnlich exponierte Orte/Gebäude (z.B.: Windkraftanlagen) anwenden, um etwa empfindliche Infrastruktur besser zu schützen?

Kapitel 2

Grundlegendes zur Gewitterphysik

Schon seit Menschengedenken beschäftigen und faszinieren Gewitter mit all ihren Begleiterscheinungen die Menschheit. Praktisch alle antiken Zivilisationen haben sich über die Gewitter- bzw. Blitzentstehung Gedanken gemacht und oftmals wurden, da naturwissenschaftliche Erkenntnisse nicht vorhanden waren, Götter als Erklärung herangezogen. Die alten Ägypter etwa machten den Gott Seth für Stürme und Unwetter verantwortlich, in Mesopotamien oder auch Syrien wurde gar ein eigener Wettergott verehrt. Im antiken Griechenland (um 700 v. Chr.) wiederum wurde der Blitz als ein Mahnzeichen des obersten olympischen Gottes Zeus interpretiert, im alten Rom ging man davon aus, die oberste Gottheit Jupiter verärgert zu haben, wenn es geblitzt hat. In der römischen Mythologie war zudem der Lorbeerbusch immun gegen Blitzschläge, weshalb Kaiser Tiberius, der große Angst vor Gewitter hatte, einen Lorbeerkrantz getragen hat, um sich gegen Blitze zu schützen. Im alten Skandinavien wiederum glaubte man, dass Blitze vom magischen Kriegshammer Mjölnir erzeugt wurden, der dem Gott Thor gehörte. Die Burjat-Mongolen waren nicht weniger kreativ: sie waren der Meinung, dass ihr Gott Steine vom Himmel wirft, um so Blitze hervorzurufen. Jedes Volk hatte seine eigene Theorie zur Entstehung von Gewittern und Blitzen, waren doch die Auswirkungen dieser Erscheinungen recht weitreichend. Hohe Gebäude wie etwa Kirchen waren seit jeher immer wieder von teils zerstörerischen Blitzeinschlägen betroffen, etwa der Markusturm in Venedig, der sogar mehrmals beschädigt wurde. Zudem war es speziell in Europa weit verbreitet, mit Kirchenglocken zu läuten, um Gewitter zu vertreiben. Aufgrund der relativ großen Höhe von Kirchtürmen und der damit häufig auftretenden Blitzeinschläge bedeutete dieser Brauch für viele Glöckner den Tod. Neben hohen Gebäuden wurden aber auch Schiffe mit hohen Holzmasten regelmäßig von Blitzen getroffen und selbst Feldarbeiter kamen Jahr für Jahr bei Gewittern ums Leben (Rakov und Uman, 2003).

All das führte zu einem gesteigerten Interesse an der Blitzphysik und die Forschungstätigkeit auf diesem Gebiet nahm markant zu. 1752 wurde schließlich von Benjamin Franklin der Blitzableiter erfunden, er brachte vor allem bezüglich der Blitzeinschläge in hohe Gebäude

eine erste spürbare Verbesserung. Es dauerte nicht lange, bis erste Messungen der elektrischen und magnetischen Felder durchgeführt und weitere bis heute bekannte Erkenntnisse gewonnen wurden - etwa der Faraday'sche Käfig. Und dennoch sind Gewitter immer noch nicht gänzlich verstandene atmosphärische Phänomene, so existieren etwa beim Thema Ladungstrennung in einer Gewitterwolke nach wie vor Unklarheiten (Rakov und Uman, 2003).

Die folgenden Kapitel sollen einen groben Überblick über die grundlegenden physikalischen Vorgänge, die zur Gewitterbildung notwendig sind, geben und den aktuellen Wissensstand der Blitzforschung zusammenfassen.

2.1 Der Cumulonimbus

Der mit Abstand wichtigste Wolkentyp, der als Quelle von Blitzen fungiert, ist der sog. Cumulonimbus (Cb). Zwar gibt es auch Ausnahmefälle, da praktisch jede Wolkenart bis zu einem gewissen Grad elektrisch geladen ist, sie sind aber nicht sonderlich relevant und daher wird in dieser Arbeit auf diese Fälle auch nicht weiter eingegangen. Gewitterwolken sind im Prinzip nichts anderes als riesige atmosphärische Wärmekraftmaschinen, denen als Input auf der Erdoberfläche eintreffendes Sonnenlicht zur Verfügung steht. Diese Energie wird u. a. umgewandelt in:

- Arbeit, die durch den hervorgerufenen Wind (sowohl horizontal als auch vertikal) geleistet wird
- Niederschlag in sämtlichen Erscheinungsformen (Regen, Hagel, Graupel etc.)
- elektrische Entladungen (Blitze, Corona, Sprites usw.)

(Rakov und Uman, 2003)

Obwohl Blitzeinschläge aufgrund ihrer Stärke (bis zu mehreren 100 kA) weitreichende Auswirkungen haben können, sind sie dennoch nur ein vergleichsweise geringer Teil des Energiereservoirs eines Gewitters. So wird in einem durchschnittlichen Gewitter eine Energiemenge von rund 10^9 - 10^{10} J für Blitze aufgewendet, während jene Energiemenge, die durch Kondensation frei wird, bei etwa 10^{14} J liegt. (Doswell, 2001)

Damit ein Cumulonimbus überhaupt entstehen kann, ist es notwendig, dass verhältnismäßig warme und idealerweise feuchte Luftpakete aufsteigen (= Konvektion). Als Auslöser von Konvektion kommen neben Sonneneinstrahlung auch orographische Hebung an Gebirgen oder Fronten in Frage. Feuchte Bedingungen sind deshalb vorteilhaft, da unter dieser Voraussetzung schon relativ weit unten in der Atmosphäre Kondensation einsetzt und sich somit das weiter aufsteigende Luftpaket nur mehr gemäß des feuchtadiabatischen

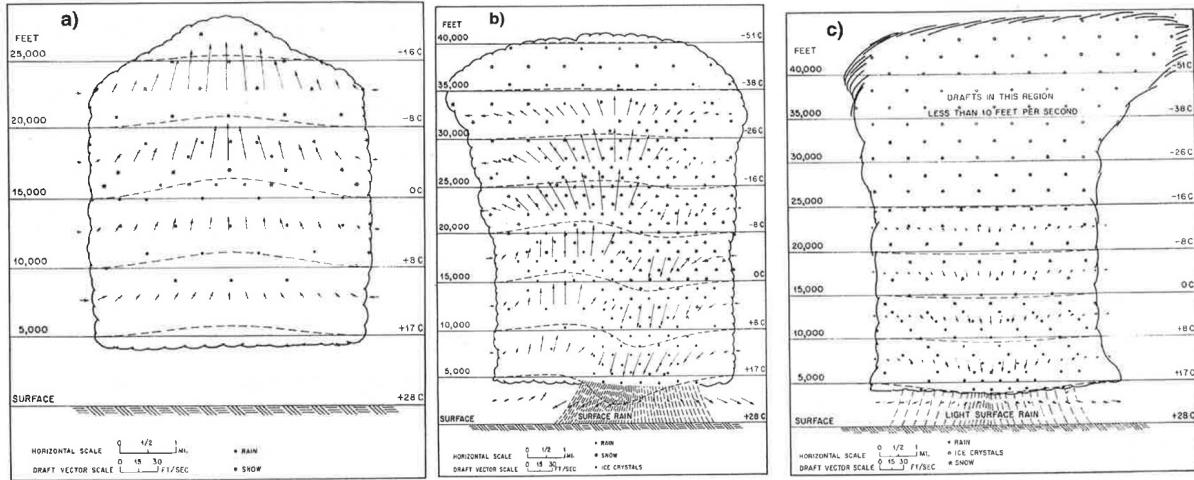


Abbildung 2.1: Die drei unterschiedlichen Stadien einer Einzelzelle. (Doswell, 2001)

anstatt des trockenadiabatischen Temperaturgradienten abkühlt (rund 0.5-0.7K statt 1K pro 100m). Damit ist leichter garantiert, dass es wärmer bleibt als die das Luftpaket umgebende Luftmasse und somit weiteren Auftrieb erfährt. In diesem Zusammenhang wird häufig vom atmosphärischen Temperaturgradienten gesprochen. Ist dieser größer als der feuchtadiabatische Gradient, wird die Atmosphäre als feuchtstabil bezeichnet. Erreicht ein aufsteigendes Luftpaket nun die 0-Grad-Grenze, beginnen erste Wassertröpfchen zu gefrieren. Im Gegensatz zur landläufigen Auffassung, dass bei negativen Temperaturen sämtliches Flüssigwasser gefriert, ist dies bei der Wolkenbildung nicht der Fall; erst bei rund -40 °C kann davon ausgegangen werden, dass alle Wolkenpartikel den festen Phasenzustand erreicht haben. Wassertröpfchen, die auch bei Temperaturen von unter 0 Grad noch flüssig bleiben, werden als unterkühlte Wassertröpfchen bezeichnet. Kommen sie allerdings mit einem Eisteilchen in Berührung, frieren sie sofort an. Das hat zur Folge, dass im Bereich zwischen -40 und 0 °C sowohl Eispartikel (Eiskristalle, Graupelkörner) als auch Flüssigwasser auftreten ('Mischregion') und diese Region in einem Cb ist es auch, die maßgeblich an der Elektrifizierung von Gewitterwolken beteiligt ist. Gewitter können in verschiedenen Anordnungen auftreten. Die kleinste Variante wird Einzelzelle genannt, sie hat eine Lebensdauer von rund einer Stunde, eine Ausdehnung von wenigen Quadratkilometern und bringt in der Regel keine Unwettererscheinungen mit sich. Multi- und Superzellen überbieten die Einzelzelle sowohl in der räumlichen als auch zeitlichen Ausdehnung; entsprechend steigt auch die Wahrscheinlichkeit für markante Begleiterscheinungen wie Sturm oder Hagel. Zur Beschreibung des Lebenszyklus einer Einzelzelle existiert ein weit verbreitetes konzeptionelles Modell, welches jenen in drei Phasen, einteilt. (Doswell, 2001)

- Aufbaustadium: das Luftpaket steigt aufgrund der im Vergleich zur Umgebungsluft höheren Temperatur empor und allmählich entsteht in der Wolke Niederschlag (siehe

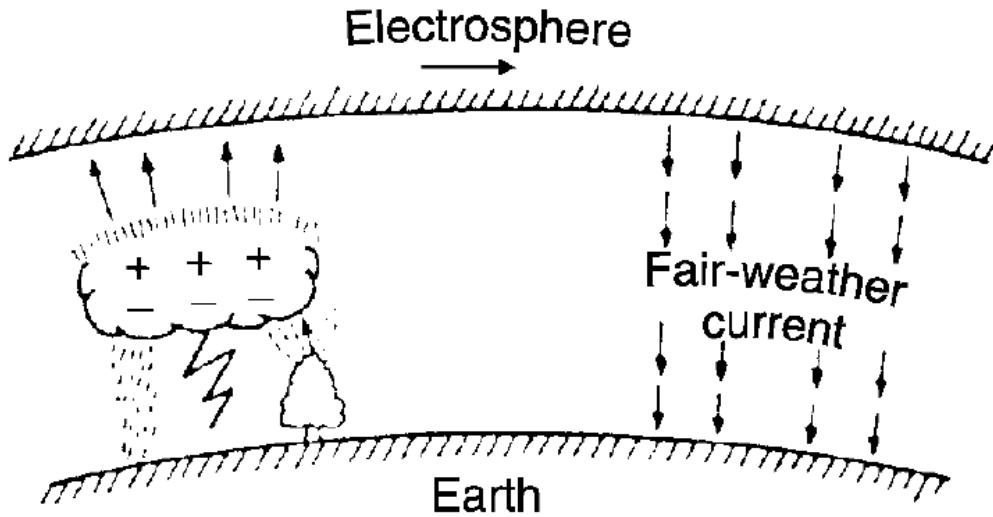


Abbildung 2.2: Eine schematische Darstellung des globalen Stromkreises. (Pierce, 1974)

Abb. 2.1a)

- Reifestadium: Niederschlag fällt in der Gewitterwolke nach unten und erreicht den Boden. Damit einhergehend kommen bei diesem Modell Abwinde hinzu, die die Aufwinde nach und nach ablösen und die weitere Energiezufuhr unterbinden (Abb. 2.1b).
- Auflösestadium: sämtliche Aufwindschlüche werden durch Abwindschlüche ersetzt, der gesamte Niederschlag fällt aus und die Gewitterwolke hat das sog. *equilibrium level* erreicht (Abb. 2.1c).

Dieses beschriebene einfache Modell einer isolierten Einzelzelle ist in der Natur allerdings so gut wie nie anzutreffen bzw. lässt sich damit am ehesten noch der Beginn von Konvektion erklären. Ist erst einmal eine einzelne Gewitterzelle entstanden, ist in weiterer Folge oft zu beobachten, dass neue Zellen entlang des sog. outflow boundary entstehen und Gewitterkomplexe somit über mehrere Stunden hinweg aktiv sein können.

2.2 Ladungsverteilung in einer Gewitterwolke

Wie schon in Kap. 2.1 erwähnt, ist das Vorhandensein einer 'Mischregion', in der alle drei Aggregatzustände von Wasser vorkommen, zur Elektrifizierung von Gewitterwolken und zur Auslöse von Blitzeinschlägen fundamental, wobei verschiedene Theorien zur Erklärung des Prozesses der Ladungstrennung existieren (siehe Kap. 2.3). Dabei spielt auch das Schönwetterfeld eine entscheidende Rolle. Es handelt sich dabei um das elektrische Feld,

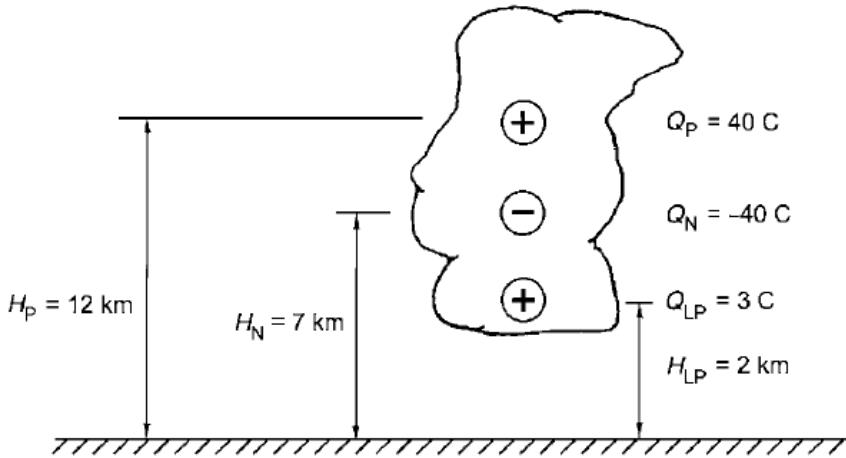


Abbildung 2.3: Idealisierte Darstellung der Ladungsverteilung in einer Gewitterwolke. Während das negative und darüber liegende positive Ladungszentrum in etwa gleich stark sind (Dipol), weist die zusätzliche, an der Wolkenunterseite gelegene positive Region eine schwächere Ausprägung auf (Tripol). (Rakov und Uman, 2003)

welches aus der negativen Ladung der Erdoberfläche und der positiv geladenen darüber liegenden Atmosphäre resultiert und auch bei Schönwetter auftritt. Seine Stärke liegt bei etwa $100\text{-}150 \text{ Vm}^{-1}$ und der entsprechende elektrische Feldvektor ist zum Erdboden hin gerichtet, der sich bei beginnender Gewitteraktivität umdreht (siehe Abb. 2.2).

In der Regel wird ein Cumulonimbus mit zwei unterschiedlich geladenen Hauptzentren dargestellt: der obere Bereich ist positiv, der mittlere Teil negativ geladen, wobei eine Ladungsmenge von ungefähr je rund 40C angenommen wird (siehe Abb. 2.3).

In der Literatur existieren bezüglich der Intensität der Ladungszentren allerdings unterschiedliche Zahlen, die in Tab. 2.1 zusammengefasst sind.

Aufgrund dieser Konstellation (positives Ladungszentrum über negativem Ladungszentrum) wird ein Cb häufig auch als positiver Dipol bezeichnet. Messungen zeigen, dass in der Regel meist auch noch weitere Ladungszonen auftreten, hier sei insbesondere auf die zusätzliche positiv geladene Region auf der Unterseite einer Gewitterwolke verwiesen, die relativ häufig vorhanden ist, deren Entstehung aber nicht gänzlich geklärt ist (siehe Abb. 2.3). Des Weiteren findet sich an der Oberseite von Gewitterwolken oft eine dünne Schicht von negativen Ladungen, die die Wolke förmlich umgibt. Sie entsteht nicht durch Kollisionen von Niederschlagspartikeln, sondern ist eine Ansammlung von Raumladungen und dürfte bei der Elektrifizierung von Gewitterwolken eine entscheidende Rolle spielen. Zusätzlich verkompliziert wird die Ladungsverteilung aber noch durch einen weiteren Effekt, dem Graupel-Eis-Mechanismus, der in Kap. 2.3.2 genauer erläutert wird. Vereinfacht gesagt wird beim Graupel-Eis-Mechanismus angenommen, dass Graupel bei der Kollision mit Eiskristallen, abhängig von der Umgebungstemperatur, entweder positive oder negative Ladungen annimmt. Die Temperatur, bei der sich das Vorzeichen ändert, wird

Reference	Lower positive charge		Main negative charge		Main positive charge	
	<i>H</i> , km	<i>Q</i> , C	<i>H</i> , km	<i>Q</i> , C	<i>H</i> , km	<i>Q</i> , C
Wilson (1920)	—	—	1	-33	10	33
Simpson and Scrase (1937)	1.7	—	2.7	—	≥ 4.6	—
Simpson and Robinson (1941)	1.5	4	3	-20	6	24
Gish and Wait (1950)	—	—	3	-39	6	39
Huzita and Ogawa (1976)	3	24	6	-120	8.5	120
Kuettner (1950)	1.5	—	3	—	6	—
Malan (1952)	2	10	5	-40	10	40
Wait (1953)	—	—	3	-39	6.1	39
Tamura (1955)	—	—	5	-120	7	80
Stergis <i>et al.</i> (1957)	—	—	5	-20	8	37.5
Kasemir (1965)	—	50	—	-340	—	60
Tzur and Roble (1985)	—	—	5	-50	10	50

Tabelle 2.1: Zusammenfassung der Werte für Höhe (H) und Stärke (Q) der Hauptladungszentren sowie des positiven Zentrums an der Wolkenunterseite. (MacGorman und Rust, 1998)

als sogenannte Umkehrtemperatur T_R bezeichnet. Jayaratne (1998) hat allerdings zeigen können, dass Hydrometeore mit einer bestimmten Größe mehr als nur eine Umkehrtemperatur aufweisen können, für Niederschlagspartikel, deren Durchmesser kleiner als $4 \mu\text{m}$ ist, wurden gar bis zu 4 derartiger Temperaturen beobachtet (Jayaratne, 1998). Dieser Umstand wird als mögliche Erklärung dafür gesehen, dass sich in einer Gewitterwolke das Vorzeichen des elektrischen Feldes in der Vertikalen mehrmals ändern kann (siehe Abb. 2.4).

Interessanterweise sind die Ladungszentren nicht an eine gewisse Höhe, sondern an Temperaturen gebunden. So zeigen eine Reihe von *in situ* Messungen, dass die negative Ladung vorzugsweise in einem Bereich zwischen -10 und -25 °C zu finden ist. (Rakov und Uman, 2003)

In Abb. 2.5 ist dieser Sachverhalt dargestellt. Die exakte Position dürfte aber u. a. auf die Stärke des Aufwinds zurückzuführen sein. Je ausgeprägter und kräftiger jener ist, desto wahrscheinlich ist es, dass das negative Ladungszentrum weiter oben und somit in einer kälteren Umgebung liegt (Stolzenburg *et al.*, 1998); weiters konnte nachgewiesen werden, dass es sich in der Regel knapp über dem Bereich mit der maximalen Radarreflektivität befindet. (Krehbiel *et al.*, 1979)

2.3 Mechanismen der Ladungstrennung

Damit es überhaupt zu einer effektiven Ladungstrennung und damit in weiterer Folge zu Blitzentladungen kommen kann, müssen die in der Wolke befindlichen Hydrometeore zunächst durch einen Vorgang elektrisch geladen (= mikroskopische Ladungstrennung) und anschließend großräumig räumlich getrennt werden, wobei letztere Tätigkeit

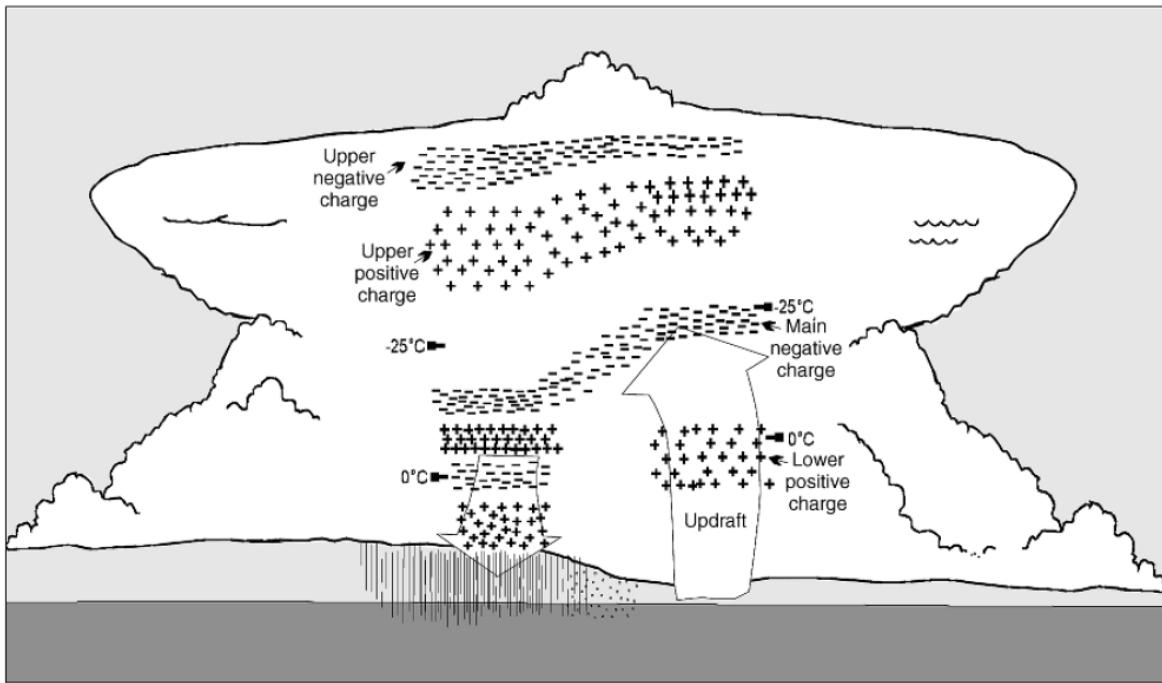


Abbildung 2.4: Realistischere Darstellung der Ladungsverteilung in einem Cb, die neben den Hauptladungszentren auch sekundäre Ladungszentren berücksichtigt. (Stolzenburg et al, 1998)

hauptsächlich von den vorherrschenden Auf- und Abwinden übernommen wird (= makroskopische Ladungstrennung). Obwohl der Ablauf der Ladungstrennung bis heute nicht restlos erforscht ist, herrscht in der Wissenschaft weitgehend Konsens darüber, dass der Graupel-Eis-Mechanismus der wirkungsvollste Prozess ist, auch dem Konvektionsmechanismus scheint eine wichtige Rolle zuzukommen. (Rakov und Uman, 2003)

Neben diesen Mechanismen tragen auch noch induktive Prozesse zur Ladungstrennung bei, auf die hier aber nicht näher eingegangen wird.

2.3.1 Konvektions-Mechanismus

Beim Konvektions-Mechanismus stellen einerseits das Schönwetterfeld in Bodennähe und andererseits kosmische Strahlung am Wolkenoberrand die notwendigen elektrischen Ladungen zur Verfügung.

Durch die Aufwinde werden zunächst bodennahe positive Ladungen des Schönwetterfeldes in die Kumuluswolke befördert und allmählich bis zur Wolkenoberseite transportiert (siehe Abb. 2.6a), was zur Folge hat, dass Elektronen, die durch kosmische Strahlung entstanden sind, durch die positive Ladung in der Wolke angezogen werden und sich wie eine dünne Haut um die Außenseite der Wolke legen (siehe Abb. 2.6b). Durch kompensierende Abwinde (nicht zu verwechseln mit 'klassischen' Abwinden in Gewittern) wird diese negative

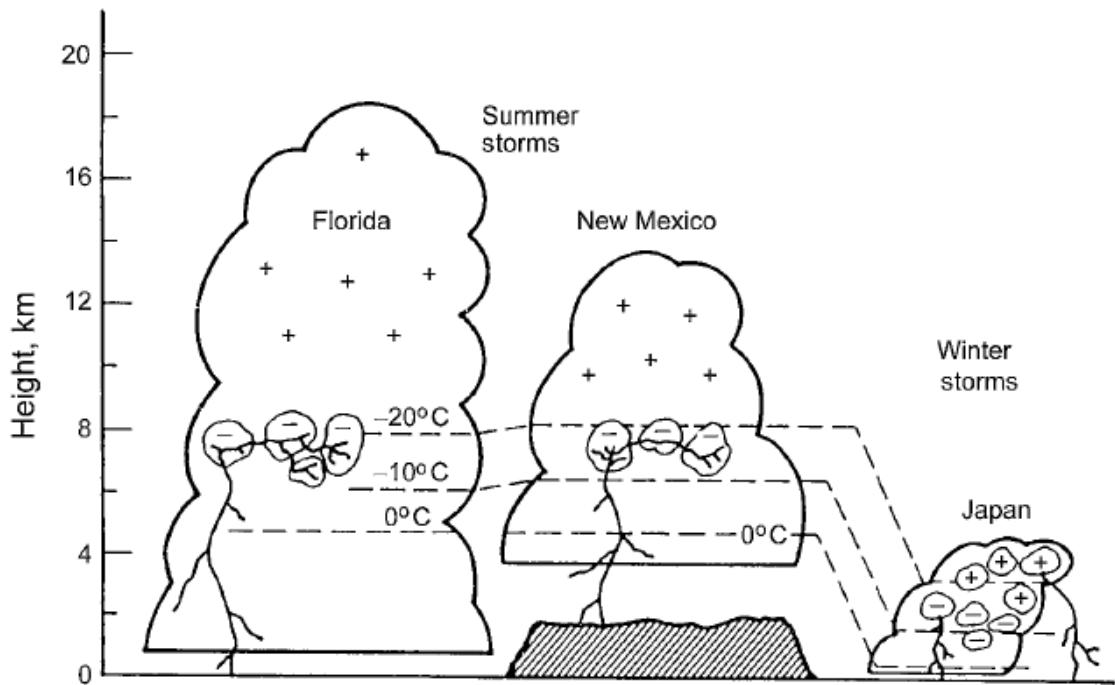


Abbildung 2.5: Zentren der negativen Ladung für verschiedene Gewittertypen (Krehbiel, 1986)

Ladung an der Wolkenaußenseite nach unten transportiert und löst in weiterer Folge auf der Erdoberfläche sog. Koronaentladungen aus, die noch mehr positive Ladung, die durch Aufwinde wiederum in die entstehende Gewitterwolke getragen wird, zur Verfügung stellt (siehe Abb. 2.6c). Es handelt sich hierbei also um einen positiven Feedbackprozess und ein positiver Dipol ist die Folge.

Dass der Konvektions-Mechanismus allerdings nicht in der Lage ist, die gesamte Ladungstrennung in einem Gewitter zu beschreiben, haben *Chauzy und Soula* (1999) nachgewiesen. Mittels numerischer Modelle und Messung elektrischer Felder haben sie versucht abzuschätzen, welche Ladungsmenge während der gesamten Lebensdauer eines Gewitters durch diesen Mechanismus tatsächlich durch Aufwindschlüsse von der Erdoberfläche in die Wolke gebracht werden kann. Für eine Fläche von etwa 100 km^2 kamen sie zu dem Schluss, dass nur einige 10 bis wenige 100 Coulomb generiert werden können, und das ist vergleichbar mit jener Ladungsmenge, die in nur einem einzigen Blitzschlag transportiert wird (Chauzy und Soula, 1999).

Obwohl der Konvektions-Mechanismus also offensichtlich nur einen Bruchteil zur gesamten Ladungstrennung beiträgt, könnte er laut *Chauzy und Soula* für die Ausbildung des positiven Ladungszentrums an der Wolkenunterseite verantwortlich sein (Chauzy und Soula, 1999).

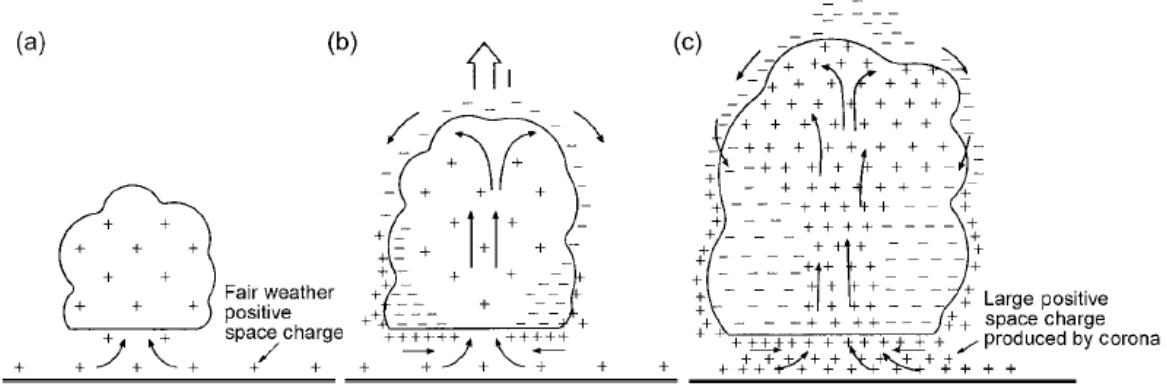


Abbildung 2.6: Skizzierung der verschiedenen Stadien des Konvektions-Mechanismus, der bei der Ladungstrennung in Gewitterwolken eine wichtige Rolle spielt. (MacGorman und Rust, 1998)

2.3.2 Graupel-Eis-Mechanismus

Im Gegensatz zum Konvektions-Mechanismus (siehe Kap. 2.3.1), der keine Niederschlagspartikel zur Erklärung der Ladungstrennung voraussetzt, ist dies beim Graupel-Eis-Mechanismus sehr wohl der Fall. Gemäß dieses Mechanismus entsteht das elektrische Feld in einer Gewitterwolke nämlich aufgrund des Zusammenstoßes von Niederschlags- und Wolkenpartikel, wobei Niederschlagspartikel all jene Hydrometeore sind, deren Fallgeschwindigkeit $\geq 0.3 \text{ ms}^{-1}$ beträgt. Genauer gesagt sind es Kollisionen von Graupelteilchen und Eiskristallen in der Anwesenheit von Wassertröpfchen, die zu der vielfach beobachteten tripolartigen Struktur von Gewitterwolken führen. Die großskalige Trennung der geladenen Teilchen übernimmt dabei die Schwerkraft. (Rakov und Uman, 2003)

In Abb. 2.7 ist der Graupel-Eis-Mechanismus skizziert. Die schwereren Graupelpartikel fallen durch eine Suspension aus feinen Eiskristallen und unterkühlten Wassertröpfchen. *Unterkühlt* bedeutet dabei, dass sie trotz negativer Temperatur noch im flüssigen Aggregatzustand vorliegen, was dazu führt, dass sie bei Kontakt mit einer Eisoberfläche sofort auf dieser anfrieren. Interessant ist nun, dass der fallende Graupel abhängig von der Umgebungstemperatur T_U unterschiedliche Ladungen bei der Kollision mit Eiskristallen annimmt, wie Laborexperimente gezeigt haben (Jayaratne et al, 1983). Liegt T_U über einem kritischen Wert, der sogenannten *Reversal Temperature* T_R , so akquiriert der Graupel positive Ladung, liegt sie dagegen darunter, wird er negativ geladen. Die Umkehrtemperatur T_R liegt dabei typischerweise im Bereich zwischen etwa -10 und -20°C, genau jener Bereich in einem Cumulonimbus, in dem sich für gewöhnlich das negative Hauptladungszentrum befindet. Laut Jayaratne und Saunders (1984) könnte der nach unten fallende, positiv geladene Graupel zusätzlich auch eine Erklärung für das in der Regel auftretende positive Ladungszentrum an der Wolkenunterseite sein. (Jayaratne und Saunders, 1984)

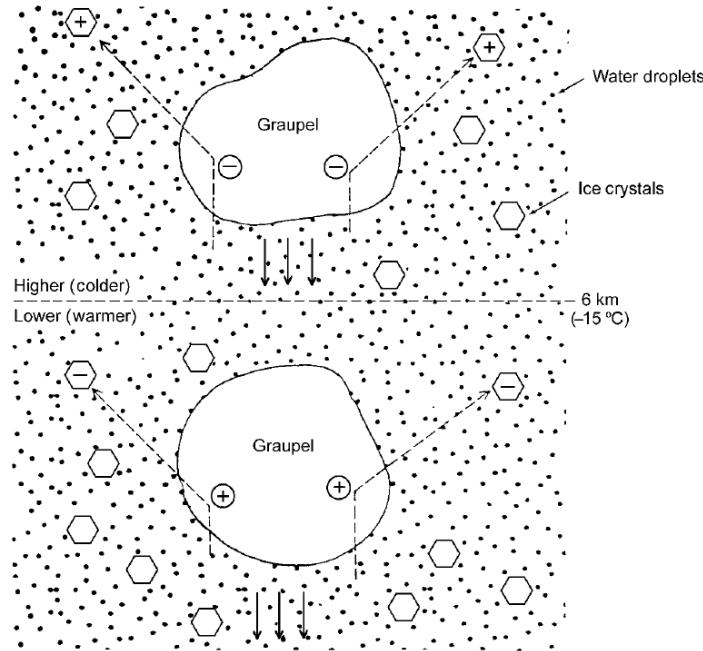


Abbildung 2.7: Darstellung der Ladungstrennung beim Graupel-Eis-Mechanismus. (Rakov und Uman, 2003)

In Abb. 2.8 sind sowohl die Ladungsmenge als auch deren Vorzeichen zu sehen, die ein (simuliertes) Graupelpartikel bei der Kollision mit Eiskristallen annimmt; es handelt sich dabei um Ergebnisse eines Laborexperiments. (Jayaratne et al, 1983)

Generell ist aber festzuhalten, dass Art und Größe der Ladung, die bei derartigen Kollisionen ausgetauscht werden, noch von einer Vielzahl weiterer Faktoren abhängig sind und nicht nur alleine von der Temperatur. Dazu zählen u. a.:

- Flüssigwassergehalt der Wolke
- Größe der Eiskristalle
- die bei der Kollision auftretende Relativgeschwindigkeit
- chemische Verunreinigung der Hydrometeore
- Größenspektrum der unterkühlten Wassertröpfchen

Wie schon weiter oben in Kap. 2.2 erwähnt, haben Untersuchungen gezeigt, dass abhängig vom Größenspektrum der unterkühlten Tröpfchen bis zu vier Umkehrtemperaturen existieren können und deren Existenz auch für die häufig beobachtbaren mehrschichtigen Ladungszentren verantwortlich sein dürfte. Baker et al. (1987) konnten zeigen, dass die Wachstumsrate der Oberflächen der Eiskristalle bzw. Graupelteilchen bestimmt,

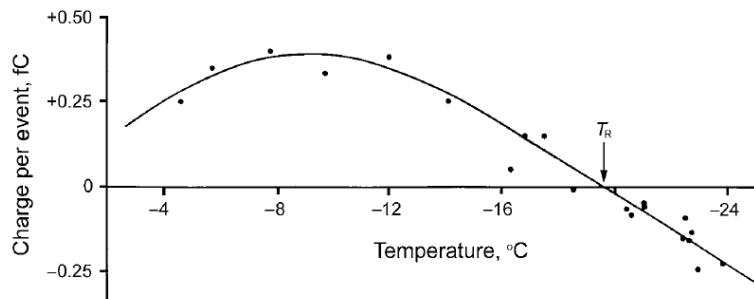


Abbildung 2.8: In einem Laborexperimente bestimmte Ladung, die ein Graupel- bzw. Hagelteilchen bei Kollisionen mit Eiskristallen ($d = 50 \mu\text{m}$) in Abhängigkeit der Temperatur annimmt. Das Hagelkorn wurde bei dem Versuch durch eine zylindrische Stange aus Metall nachgestellt ($d = 0.5 \text{ cm}$). Die Aufprallgeschwindigkeit betrug 2.9 ms^{-1} , der Flüssigwassergehalt 1 gm^{-1} und der durchschnittliche Durchmesser der Wassertröpfchen $10 \mu\text{m}$. (Jayaratne et al, 1983)

welche Art von Ladung das jeweilige Partikel annimmt. Konkret konnten sie nachweisen, dass jene Oberfläche, die am schnellsten wächst, positive Ladung aufnimmt (Baker et al, 1987). Zwar gibt es keinen Konsens über die genauen physikalischen Prozesse dahinter, *Baker und Dash (1989, 1994)* haben diesen Umstand aber mit einer hauchdünnen Wasserschicht auf Eisoberflächen erklärt und dem damit verbundenen Überschuss negativer Ladung in Form von OH^- -Ionen an der Außenseite dieser Schicht. Kollidieren nun zwei Eispartikel, so überträgt die dickere Wasserschicht, die tendenziell an dem Partikel zu finden ist, welches am raschesten wächst, einen Teil ihrer Masse sowie ein paar seiner überschüssigen OH^- -Ionen an die dünneren Wasserschichten und wird dadurch positiv geladen. Zumindest in einigen Laborexperimenten konnte diese These bestätigt werden (Baker und Dash, 1989; Baker und Dash, 1994).

Abschließend lässt sich festhalten, dass zwar der Graupel-Eis-Mechanismus für den Großteil der beobachteten Ladungstrennung verantwortlich gemacht wird, immer noch aber eine Reihe an Unsicherheiten existiert. Die Anzahl der Kollisionen in verschiedenen Bereichen der Wolke, die dort vorherrschenden Eiskristallgrößen sowie Kollisionsgeschwindigkeiten, Temperaturverhältnisse und Flüssigwassergehalte sind nur ein paar der Unsicherheitsfaktoren. Auch ist nicht gänzlich geklärt, in welcher Reihenfolge der Konvektions- und der Graupel-Eis-Mechanismus in einer Gewitterwolke auftreten. Denkbar ist, dass der Graupel-Eis-Mechanismus die Ladungstrennung und damit die Elektrifizierung der Wolke initiiert und der Konvektions-Mechanismus diese dann fortsetzt (Krehbiel, 1986).

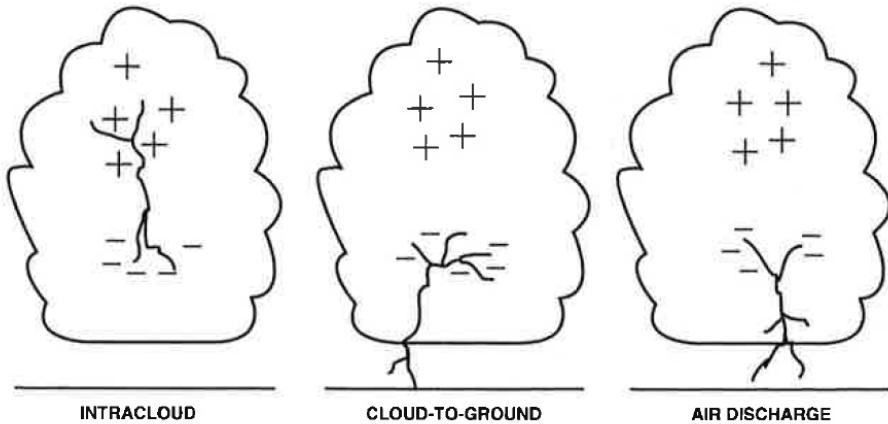


Abbildung 2.9: Illustration der am häufigsten beobachtbaren Arten von Blitzenladungen. (Doswell, 2001)

2.4 Der Vorgang der Blitzenladung

2.4.1 Allgemeines

Grundsätzlich können Ladungsunterschiede sowohl zwischen Erde und Wolke (Wolke-Erde-Blitz, engl. *cloud-to-ground*) als auch innerhalb der Wolke bzw. zwischen zwei Wolken (Wolke-Wolke-Blitz, engl. *intracloud* bzw. *intercloud*) ausgeglichen werden, seltener auch zwischen Wolke und Luft, zu denen streng genommen auch sämtliche Verästelungen des Wolke-Erde-Blitzes gehören (engl. *cloud-to-air discharge*). In Abb. 2.9 sind die drei Blitztypen dargestellt.

Darüber hinaus werden Blitze aufgrund ihrer Polarität (= Nettotransport der Ladung, die effektiv zum Boden transportiert wird) und der Ausbreitungsrichtung des Leitblitzes (engl. *leader*) in unterschiedliche Kategorien eingeteilt. Man unterscheidet zwischen negativem Abwärts-, negativem Aufwärts-, positivem Abwärts- und positivem Aufwärtsblitz, wobei alleine der negative Abwärtsblitz für mindestens 90% aller Wolke-Erde-Blitze weltweit verantwortlich ist, während nur etwa 10% oder weniger auf das Konto von positiven Blitzschlägen gehen (Rakov und Uman, 2003). Aufwärtsblitze (b₁ und d₁) werden zudem ausschließlich von hohen und möglichst spitzen Gegenständen oder Gebäuden ausgelöst, die in etwa eine Höhe von 100m oder mehr aufweisen (siehe Abb. 2.10).

Des Weiteren gibt es drei verschiedene Möglichkeiten, wie Ladung in einem Blitz von der Wolke zum Boden transportiert werden kann:

- **dart-leader-return-stroke sequences:** zunächst kreiert der von der Wolke Richtung Erdboden kommende Leitblitz einen leitenden Kanal und füllt jenen mit Elektronen auf. Die im Anschluss folgende Hauptentladung (engl. *return stroke*) pflanzt sich in

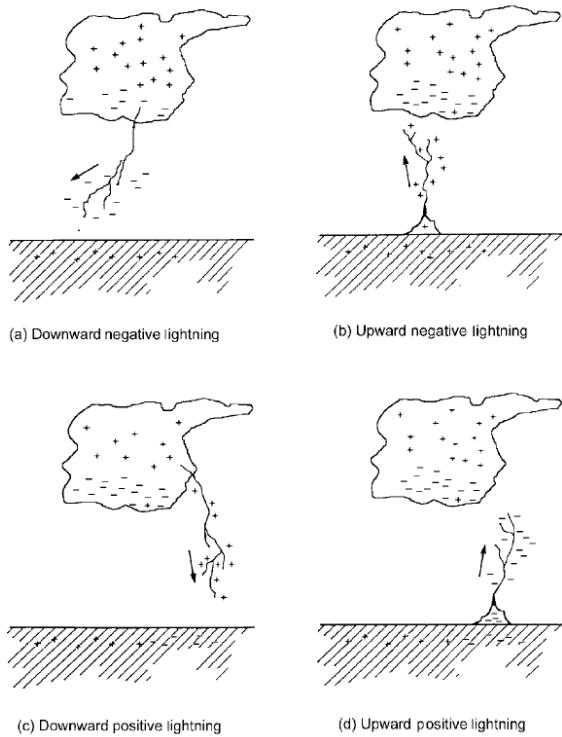


Abbildung 2.10: Einteilung der Blitze nach Polarität und Ausbreitungsrichtung. Eingezeichnet ist dabei sowohl die Ladung, die effektiv den Boden erreicht als auch die Ausbreitungsrichtung des Leitblitzes. (Rakov und Uman, 2003)

diesem Kanal von der Erde zur Wolke hin fort und neutralisiert die Elektronen, indem sie diese zum Erdboden abtransportiert (siehe Abb. 2.11a).

- continuing currents: diese Art der Ladungsübertragung entspricht einem quasi-stationären Stromfluss (bis zu mehrere hundert Millisekunden) zwischen Wolke und Erde. Die Stromstärke liegt dabei üblicherweise bei einigen zehn bis wenigen hundert Ampere (siehe Abb. 2.11b).
- M-Komponenten: Störungen, die den *continuing current* überlagern und zu einem Anstieg des an und für sich nur schwachen Leuchten des Blitzkanals führen, werden als M-Komponenten bezeichnet. Es wird angenommen, dass zu deren Entstehung eine Superposition von zwei Wellen, die sich in entgegengesetzte Richtungen ausbreiten, vorhanden sein muss. Voraussetzung ist jedenfalls, dass es bereits einen Blitzkanal zwischen Wolke und Erde gibt, in dem ein *continuing current* fließt (siehe Abb. 2.11c).

Damit es überhaupt zu einer Blitzentladung kommt, muss die elektrische Feldstärke für zwei parallele Elektroden auf Meeresniveau in trockener Luft ungefähr $3 \cdot 10^6 \text{ Vm}^{-1}$ betragen, wobei dieser Wert einerseits mit zunehmender Höhe abnimmt (in 6km Höhe liegt er beispielsweise bei ca. $1.6 \cdot 10^6 \text{ Vm}^{-1}$), andererseits auch durch Hydrometeore gesenkt

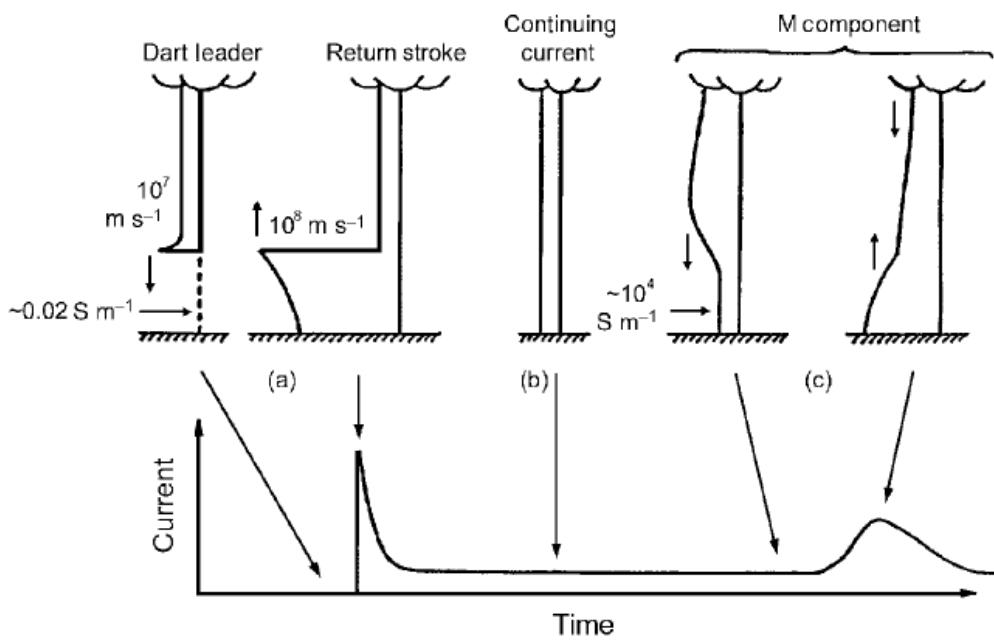


Abbildung 2.11: Unterschiedliche Arten der Ladungsübertragung sowie die dazugehörigen skizzierten Stromverläufe zwischen Wolke und Erde. Der elektrische Leitwert der Atmosphäre wird in allen Beispielen mit 10^4 Sm^{-1} angenommen, lediglich für das strichlierte Teilstück (a) zwischen Leitblitz und Erdboden beträgt sie 0.02 Sm^{-1} (Rakov und Uman, 2003)

wird. Interessanterweise wurden solche Feldstärken in diversen Feldexperimenten bislang nicht annähernd gemessen (siehe Tab. 2.2); die größte beobachtete Feldstärke, die typischerweise an der Wolkenunterseite beobachtet werden kann, liegt in der Größenordnung von 1 bis $5 \cdot 10^4 \text{ Vm}^{-1}$. Offensichtlich treten die für das Auslösen von Blitzenladungen in Frage kommenden Feldstärken nur in kleinen Bereichen der Wolke auf und sind zudem sehr kurzebig, sodass sie bisher weder von Ballonen oder Flugzeugen noch Raketen erfasst worden sind. Marshall et al. (1995) mutmaßten angesichts des Umstandes, dass sämtliche Messwerte der elektrischen Feldstärke deutlich unter der notwendigen kritischen Feldstärke in Gewitterwolken liegen, dass bei der Initialisierung von Blitzen der sog. *runaway breakdown* eine entscheidende Rolle spielen könnte. Normalerweise nimmt der Widerstand, den sich bewegende Elektronen erfahren, mit steigender Geschwindigkeit zu. Ab einem gewissen Schwellwert sinkt jener jedoch wieder, die Elektronen können in weiterer Folge extrem hohe Geschwindigkeiten erreichen und die so freiwerdenden hohen Energiemengen machen die Forscher für die Blitzenstehung verantwortlich. Sie gaben die Stärke des dafür notwendigen elektrischen Feldes mit 10^5 Vm^{-1} in 6 km Höhe an. (Marshall et al, 1995)

Reference	Sounding type	Maximum electric field, V m ⁻¹
Gunn (1948)	Aircraft	3.4×10^5
Imyanitov <i>et al.</i> (1971)	Aircraft	2.8×10^5
Winn <i>et al.</i> (1974)	Rockets	4×10^5
Winn <i>et al.</i> (1981)	Balloons	1.4×10^5
Weber <i>et al.</i> (1982)	Balloons	1.1×10^5
Byrne <i>et al.</i> (1983)	Balloons	1.3×10^5
Fitzgerald (1984)	Aircraft	1.2×10^5
Marshall and Rust (1991)	Balloons	1.5×10^5
Kasemir (as reported by MacGorman and Rust 1998)	Aircraft	3×10^5

Tabelle 2.2: Höchste in Gewitterwolken gemessene Feldstärken. (Rakov und Uman, 2003)

2.4.2 Blitzgefahr

Von Blitzströmen, ganz egal, von welchem Blitztyp sie hervorgerufen werden, geht aufgrund ihrer Stromkräfte, der thermischen Entwicklung sowie durch elektro-magnetische Felder eine Gefahr aus, die sich mit vier wesentlichen Blitzstromparametern quantifizieren lässt:

- Maximale Stromstärke des Blitzes (Stromspitze I_{max}): verursacht hohe magnetische Kräfte
- Integral über Stromfluss (Ladung $Q = \int Idt$): bewirkt das Schmelzen von Metallen und anderen Stoffen wie z.B. Quarz. Außerdem kommt es beim Einschlag aufgrund der unterschiedlichen Anzahl von Ladungen zum Aufbau von Potentialgradienten im Boden (Spannungstrichter)
- Maximale Stromänderungsrate ($dI/dt)_{max}$): induziert hohe Spannungen und Funkenüberschläge auf andere leitende Objekte.
- spezifische Energie (Leistung $P = R \int I^2 dt$): verantwortlich für die mechanischen Kräfte und die Wärmeentwicklung, wenn der Strom durch Leitungen aus Metall fließt. (Mayer, 2011)

Dabei haben Messungen gezeigt, dass die Stromparameter von Aufwärtsblitzen jene der Abwärtsblitze nicht übersteigen. (Heidler, 2009)

2.4.3 Der negative Abwärtsblitz

Da der negative Abwärtsblitz die mit Abstand häufigste und damit am besten erforschte Blitzart ist, sollen grundlegende Vorgänge, die während einer Blitzentladung auftreten, anhand dieses Typus beschrieben werden. Sämtliche Prozesse sind dabei in Abb. 2.12 abgebildet.

Voraussetzung für eine Blitzentladung ist zunächst das Vorhandensein eines Cbs und dessen tripolartige Ladungsverteilung (siehe Kap 2.2). Die drei Ladungszentren sind dabei in Abb. 2.12, die die einzelnen Teilprozesse während einer Blitzentladung skizziert, mit P (positives Hauptladungszentrum), LP (sekundäres positives Ladungszentrum an der Wolkenunterseite) und N (negatives Hauptladungszentrum) gekennzeichnet.

Am Anfang eines Wolke-Erde-Blitzes stehen Vorentladungen innerhalb der Wolke, wobei die Mechanismen dieses Prozesses nicht gänzlich geklärt sind, eventuell handelt es sich dabei um eine Entladung zwischen dem negativen Hauptladungszentrum und dem positiven an der Wolkenunterseite. Jedenfalls sorgen diese Vorentladungen dafür, dass sich ein Leitblitz (engl. *stepped leader*) ausbilden kann. Er wächst mit etwa $2 \cdot 10^5 \text{ ms}^{-1}$ Richtung Erdboden, allerdings nicht kontinuierlich, sondern in einzelnen Stufen, die jeweils mehrere zehn Meter lang sind, was auch das zickzackartige Erscheinungsbild eines Blitzes erklärt. In dem so entstehenden Blitzkanal sowie in den dazugehörigen Verästelungen werden durch den Leitblitz Elektronen aus dem negativen Ladungszentrum deponiert.

Kommt der Leitblitz nun in die Nähe des Erdbodens, nimmt die elektrische Feldstärke vor allem an spitzen bzw. hohen Objekten massiv zu, bis es zum Spannungsdurchschlag kommt und sich Fangentladungen bilden, die dem von der Wolke kommenden Leitblitz entgegenwachsen. Treffen Fangentladung und Leitblitz zusammen, startet die Hauptentladung (engl. *return stroke*), jener Teil der Blitzentladung, der auch mit freiem Auge wahrgenommen werden kann. Bei der Hauptentladung, die sich mit etwa ungefähr einem Drittel bis halber Lichtgeschwindigkeit ($v = 10^6 - 1.5 \cdot 10^6 \text{ kms}^{-1}$) nach oben hin ausbreitet, wird die negative Ladung (mehrere Coulomb) im durch den Leitblitz geschaffenen Blitzkanal zur Erde hin abtransportiert, dabei fließt ein impulsförmiger Strom, der eine Amplitude von einigen kA bis hin zu rund 100 kA aufweisen kann. Nicht immer aber wird sofort die gesamte Ladung neutralisiert, manchmal kommt es auch vor, dass positive Ladung im Blitzkanal hinterlassen oder in die Ladungszentren der Wolke transportiert wird.

Durch die extrem hohe Stromintensität wird die den Blitz umgebende Luft auf etwa 30000K aufgeheizt, der Druck steigt kurzfristig auf 10 atm oder noch höher (Ann.: 1 atm = 1013,25 hPa), sodass sich eine Schockwelle radial um den Blitz ausbreitet, die als Donner wahrgenommen wird. Endet die erste Hauptentladung, gibt es häufig nach kurzer Zeit weitere Entladungen im gleichen Blitzkanal, die durch den sog. *dart leader* eingeleitet werden. In der Zeit zwischen der ersten Hauptentladung und dem *dart leader* treten in

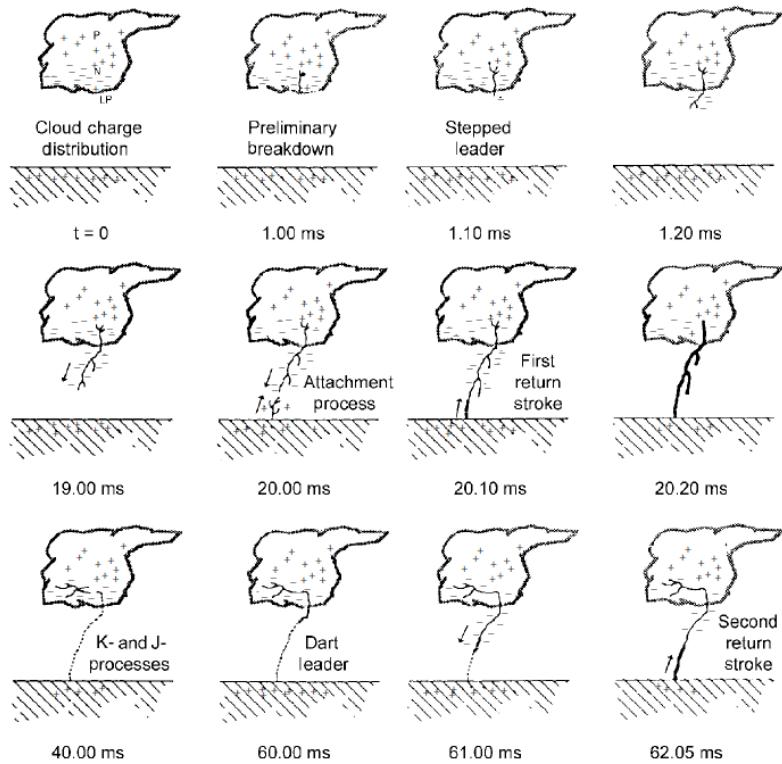


Abbildung 2.12: Prozesse, die während eines negativen Wolke-Erde-Blitzes auftreten. (Uman, 2001)

der Regel in der Gewitterwolke sog. J- und K-Prozesse auf, die weitere negative Ladung in den Blitzkanal transportieren.

Im Gegensatz zum *stepped leader* breitet sich der *dart leader* kontinuierlich mit einer Geschwindigkeit von etwa 10^7 ms^{-1} von der Wolke Richtung Erdboden aus, wobei eine Ladungsmenge von rund 1C im Kanal deponiert und durch die nachfolgenden Folgeblitze (*subsequent-return-strokes*), die für das Flackern eines Blitzen verantwortlich sind, entladen wird. Dieser Prozess wiederholt sich solange, bis die Ladungsunterschiede weitgehend ausgeglichen sind, zum Teil wurden bis zu 20 solcher Folgeentladungen beobachtet. Bei ungefähr 30-50 % aller Blitzentladungen tritt zudem nach dem impulsförmigen Stoßstrom ein so genannter Langzeitstrom (*Continuing Current*) auf (Rakov und Uman, 2003). Es handelt sich dabei um einen praktisch konstanten Strom von einigen 100 A, der über einen relativ langen Zeitraum von bis zu mehreren 100 ms fließt. Auf diese Weise können große Ladungsmengen von mehreren 10 C direkt zum Erdboden geführt werden, was einen merklich höheren Energieumsatz zur Folge hat (ALDIS, 2017d).

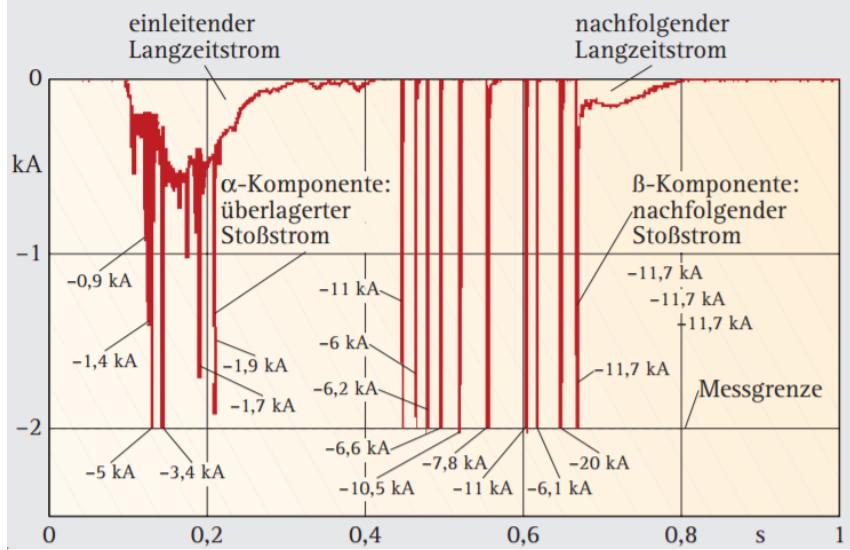


Abbildung 2.13: Stromverlauf eines Aufwärtsblitzes am deutschen Hohenpeißenberg (Heidler, 2009)

2.5 Aufwärtsblitze

2.5.1 Allgemeines

Wie in Kap. 2.4.3 bereits beschrieben, nähert sich beim (negativen) Abwärtsblitz zunächst von der Wolke ein Leitblitz dem Erdboden, wodurch speziell an spitzen Objekten extrem hohe Feldstärken produziert werden und sich in weiterer Folge Fangentladungen vom Erdboden in Richtung des nach unten wachsenden Leitblitzes ausbreiten. Dabei gilt, dass die lokale Feldüberhöhung und damit die Wahrscheinlichkeit, vom Blitz getroffen zu werden, umso größer ist, je höher das fragliche Objekt ist. Übersteigt nun die Höhe bzw. die Fähigkeit des Objekts zur lokalen Feldüberhöhung einen kritischen Wert, so reichen schon Entladungsprozesse innerhalb der Wolke, damit der aufwärts gerichtete (und im Falle eines negativen Aufwärtsblitzes) positiv geladene Leitblitz an der Objektspitze ausgelöst wird. Während sich der Entladungskanal ausbildet, fließt ein einleitender Langzeitstrom über das getroffene Objekt. Abb. 2.13 zeigt den Stromverlauf eines negativen Aufwärtsblitzes, der am Hohenpeißenbergturm in Deutschland gemessen wurde. Die α -Komponenten, die den einleitenden Langzeitstrom überlagern, sind kurzeitige Stoßströme mit relativ kleinen Amplituden bis zu einigen Kiloampere. Nach dem Abklingen des einleitenden Langzeitstroms können β -Komponenten folgen, die den Stoßströmen der Folgeblitze von Wolke-Erde-Blitzen sehr ähnlich sind.

Wie aus Abb. 2.13 hervorgeht, kann eine β -Komponente mit einem nachfolgenden Langzeitstrom ausklingen. Diese nachfolgenden Langzeitströme sind jedoch wesentlich ladungsärmer als die einleitenden Langzeitströme (siehe Abb. 2.13). Verschiedene Messungen haben gezeigt, dass Konstrukte, deren Höhe in etwa zwischen 100 und 500m liegt,

Object	Location	Height, m	Terrain	Effective height, m	Selected references
Empire State Building	New York City, USA	410	Flat	410	McEachron (1939, 1941), Hagenguth and Anderson (1952)
Two towers 400 m apart ^a	Monte San Salvatore, Lugano, Switzerland	70	Mountain 640 m above Lake Lugano, 912 m above sea level	270 (Pierce 1971), 350 (Eriksson 1978a)	Berger and Vogelsanger (1965, 1966, 1969), Berger (1967, 1972, 1977, 1978), Berger <i>et al.</i> (1975)
Ostankino TV tower	Moscow, Russia	540	Flat	540	Gorin <i>et al.</i> (1975; 1977), Gorin and Shkilev (1984)
Two TV towers ^b	Sasso di Pale, near Foligno, central Italy and Monte Orsa, near Varese, northern Italy	40	Mountains 980 and 993 m above sea level	500 (Eriksson 1978a)	Garbagnati and Lo Piparo (1970, 1973, 1982a, b), Garbagnati <i>et al.</i> (1974; 1975; 1978; 1981)
CSIR research mast	Pretoria, South Africa	60	Hill 80 m above surrounding terrain, 1400 m above sea level	148 (Eriksson 1978a)	Eriksson (1978a, 1982)
CN Tower	Toronto, Canada	553	Flat	553	Hussein <i>et al.</i> (1995), Janischewskij <i>et al.</i> (1997)
Peissenberg tower	Hoher Peissenberg, Munich, Germany	160	Mountain about 288 m above surrounding terrain, 988 m above sea level ^c	Unknown	Beierl (1992), Fuchs <i>et al.</i> (1998)
St. Chrischona tower	Basel, Switzerland	248	Mountain 493 m above sea level	Unknown	Montandon (1992, 1995)
Cachimbo tower	Brazil	60	Mountain 200 m above surrounding terrain, 1600 m above sea level	Unknown	Lacerda <i>et al.</i> (1999)
Gaisberg tower	Salzburg, Austria	100	Mountain 1287 m above sea level	Unknown	Diendorfer <i>et al.</i> (2000)

Tabelle 2.3: Übersicht über verschiedene Studien zur Erforschung von Aufwärtsblitzen. (Rakov und Uman, 2003)

sowohl von Abwärts-, als auch von Aufwärtsblitzen getroffen werden, wobei der Anteil an Aufwärtsblitzen mit zunehmender Höhe ansteigt; liegt die Höhe bei über 500m, werden praktisch ausschließlich Aufwärtsblitze registriert, genau umgekehrt verhält es sich für Höhen unterhalb von 100m. (Rakov und Uman, 2003)

Für Gebäude, die sich auf Bergspitzen befinden, wird zudem häufig eine sog. *effektive Höhe* angegeben, um die zusätzliche Verzerrung des elektrischen Feldes, die sich aus der Lage des Objekts am Berg ergibt, zu berücksichtigen. Die Werte sind allerdings empirischer Natur, da sie auf unterschiedliche Art und Weise abgeschätzt werden können. So wurde beispielsweise die effektive Höhe der beiden 70m hohen Türme am Monte San Salvatore (Luganersee, Schweiz) mit 270m (Pierce, 1972) bzw. 350m (Eriksson, 1978) angegeben. Tab. 2.3 gibt eine Übersicht über abgeschätzte effektive Höhen verschiedener Objekte.

2.5.2 Übersicht über die elektrischen Eigenschaften

Negative Aufwärtsblitze und negative Blitze, die durch Raketen ausgelöst werden, sind sich in ihrer Phänomenologie sehr ähnlich. Vor allem in Florida wird das kontrollierte Auslösen mit Raketen und Erforschen von Blitzen ausgiebig betrieben. Dazu werden die etwa ein Meter langen Raketen, die mit einem Kupferdraht, der mit dem Erdboden verbunden ist und wie ein Blitzleiter wirkt, ausgestattet sind, während eines Gewitters in den Himmel geschossen. Bei einer Flughöhe von rund 200-300 m startet von der Raketen spitze ein positiv geladener Leitblitz, der sich nach oben in Richtung Wolke ausbreitet (*UPL*) und so die Lücke zwischen Wolke und Erdboden schließt. (Hartmann und Orth, 2010)

Durch diesen Vorgang verdampft der Kupferdraht und es fließt ein *initial continuous current (ICC)*, der mehrere hundert Millisekunden anhält und negative Ladung vom Ladungszentrum in der Wolke zum Boden ableitet. Dieser ICC kann quasi als Fortsetzung des UPL gesehen werden, wenn letzterer das Hauptladungszentrum in der Gewitterwolke erreicht hat. Nach dieser Anfangsphase (*Initial stage*) kann es anschließend noch zum Ablauf von einem oder auch mehreren *downward dart-leader-upward-return-stroke*-Vorgängen kommen. Für drei unterschiedliche Studien, die am Empire State Building in New York, am Ostankino TV Tower in Moskau bzw. auf den zwei Türmen des Monte San Salvatore in Italien durchgeführt wurden, wird der Prozentsatz an Blitzen, die auch Hauptentladungen beinhalten, mit ungefähr 20 bis 50 % angegeben. Aufwärtsblitze weisen häufig stark nach oben gerichtete Verästelungen auf, die dadurch umfangreiche geladene Bereiche der Wolke erreichen können (bis zu mehreren km^2), wobei die Prozesse in jedem einzelnen Ast völlig unabhängig von den anderen stattfinden. Dieser Umstand erklärt vermutlich auch, weshalb Aufwärtsblitze einerseits höhere Ladungen zur Erdoberfläche abzutransportieren vermögen als gewöhnliche Abwärtsblitze und andererseits die offensichtlich nur bei Aufwärtsblitzen beobachtete Eigenschaft, sowohl positive als auch negative Ladungszentren in der Wolke zu erreichen; derartige Blitze werden als bipolare Blitze bezeichnet. (Berger und Vogelsanger, 1969)

Die Verästelungen bei Aufwärtsblitzen sind des Weiteren offenbar in der Lage, Ladung effektiv sowohl mittels M-Komponenten als auch mithilfe der *leader-return-stroke*-Methode zu übertragen (siehe auch Kap. 2.4.1). Außerdem scheint es so, als ob Aufwärtsblitze häufiger negative als positive Ladung zum Erdboden transportieren. (Berger, 1978)

Die Stromimpulse, die während eines Aufwärtsblitzes im getroffenen Objekt gemessen werden, können in drei verschiedene Kategorien eingeteilt werden:

- Impulse, die dem *initial stage*-Strom überlagert sind. Sie sind wahrscheinlich ident mit jenen ICC-Pulsen (eng. *initial continuous current*), die in mittels Raketen ausgelösten Blitzen gemessen wurden (Wang et al, 1999)
- Pulse während der Hauptentladung (engl. *return-stroke pulses*), denen zwingend

eine völlig stromlose Pause vorangeht.

- M-Komponenten-Pulse, die jenem Strom überlagert sind, der nach dem Auftreten der Hauptentladungen fließt.

Diendorfer und Schulz (1998) konnten mittels der Daten von ALDIS (*Austrian lightning locating system*) herausfinden, dass die Stromspitzen für Blitze, die innerhalb eines Radius von 1km um einen Turm auf einer Bergspitze aufgetreten sind, signifikant höher sind als für Blitze in einem Radius zwischen 1 und 10km um die Türme (Diendorfer und Schulz, 1998). Blitzortungssysteme leiten die Stromspitzen dabei üblicherweise von dem Spitzenwert der elektromagnetischen Felder ab, wobei in der Regel eine direkte Proportionalität angenommen wird. Für die jeweils erste registrierte Entladung (von insgesamt 81 Blitzschlägen) innerhalb des 1km-Radius haben *Diendorfer und Schulz* für die Stromspitze einen Medianwert von $12kA$ festgestellt, während er für die 686 Blitze zwischen 1 und 10km bei nur $9.8kA$ lag. Da allerdings Blitzortungssysteme Blitze lediglich mit einer Genauigkeit von etwa 1km orten können, lag daher die Vermutung nahe, dass die Blitze im 1km-Radius mit hoher Wahrscheinlichkeit die Türme selbst getroffen haben.

2.6 Blitzortung

2.6.1 Allgemeines

Bei einem Blitzschlag ist immer eine Vielzahl verschiedener individueller physikalischer Prozesse beteiligt, wobei jeder davon ein eigenes elektrisches und/oder magnetisches Feld aufweist. Ruhende Ladungen verursachen dabei nur ein elektrostatisches Feld, sich bewegende Ladungen induzieren zusätzlich auch noch ein magnetisches Feld. Da sich bei Blitzen die Ladungen in der Regel außerdem ungleichmäßig bewegen, ändert sich auch das entsprechende Magnetfeld ununterbrochen und verursacht so wieder sich ändernde elektrische Felder. Dieses Wechselspiel zwischen elektrischen und magnetischen Feldern führt zur Ausbreitung von elektromagnetischen Wellen, die für die Blitzortung relevant sind. Blitze emittieren dabei elektromagnetisch Energie in einem Frequenzbereich zwischen rund 1 Hz bis knapp 300 MHz, wobei das Maximum in etwa zwischen 5 und 50 kHz liegt (siehe Abb. 2.14). Ziel der Blitzortung ist es neben der Lokalisierung des Einschlagspunktes auch noch weitere Informationen über den jeweiligen Blitz zu erhalten. Dazu gehören unter anderem die entsprechende Uhrzeit, die Polarität (positiv/negativ) oder auch die Blitzstromamplitude.

Die Information, die mittels Blitzortung über die Blitze gewonnen werden kann, hängt zudem von der Frequenz (bzw. Wellenlänge) des Signals ab. Dabei gilt grob, dass die Reichweite mit zunehmender Frequenz abnimmt, die Messgenauigkeit aber zunimmt. Für

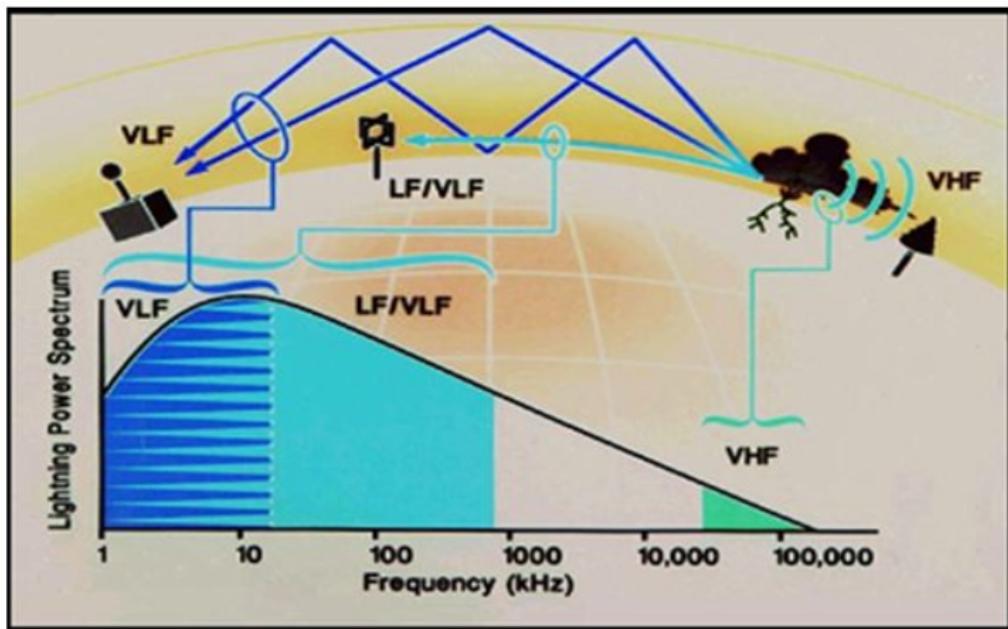


Abbildung 2.14: Übersicht über das für die Blitzortung interessante Frequenzspektrum.
 (Quelle: <http://slideplayer.com/slide/7764200/25/images/7/Lightning+Power+Spectrum.jpg> [27.10.2017])

geortete Signale, deren Frequenz im Bereich zwischen 30 und 300 MHz (VHF) liegt, ist es beispielsweise möglich, den gesamten Blitzkanal praktisch in 3D abzubilden. Grund dafür ist, dass die Wellenlänge des Signals deutlich kleiner ist als die Länge des Blitzkanals ($\lambda = 1$ bis 10m). Die Genauigkeit liegt dabei in der Größenordnung von einigen hundert Metern. Dem stehen Systeme gegenüber, die in einem relativ schmalen Bereich zwischen 5 und 10 kHz arbeiten (VLF). Sie können zwar Blitze detektieren, die mehrere tausend Kilometer entfernt aufgetreten sind, die Ungenauigkeit liegt aber entsprechend bei einigen zehn bis hundert Kilometern.

2.6.2 Das österreichische Blitzortungssystem ALDIS

Grundsätzlich wird zwischen drei verschiedenen Methoden unterschieden, mit deren Hilfe Blitze geortet werden können:

- MDF (”*Magnetic Direction Finding*”): Detektion mittels Richtungsinformationen der einzelnen Sensoren
- TOA (”*Time of Arrival*”): Detektion mithilfe von Zeitdifferenzen der einzelnen Sensoren
- interferometrische Methoden

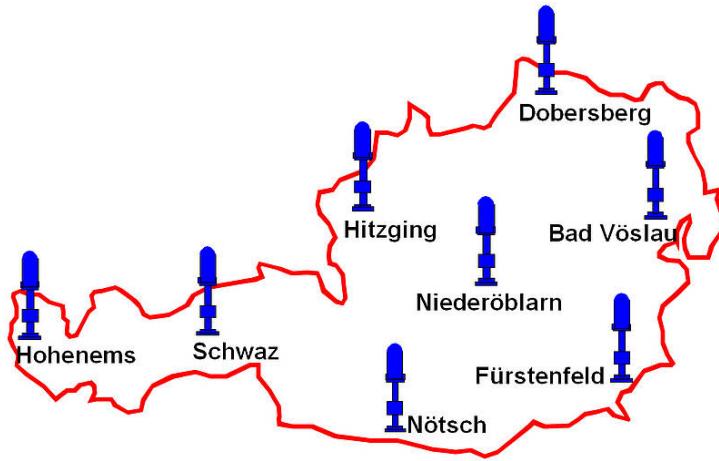


Abbildung 2.15: Aufstellungsorte der acht *LS7002* Sensoren in Österreich. Quelle: <https://www.aldis.at/netzwerk/national/> [27.10.2017]

ALDIS setzt dabei auf ein kombiniertes Verfahren aus MDF und TOA, da die Sensoren beide Informationen liefern. Die Standorte der Sensoren vom Typ *LS7002* von ALDIS sind in Abb. 2.15 ersichtlich.

2.6.3 Messprinzip

Die Grundkonfiguration eines Blitzortungssystems, wie sie auch dem Austrian Lightning Detection & Information System (ALDIS) zugrunde liegt, besteht aus folgenden Komponenten (ALDIS, 2017e):

- Sensoren zur Ermittlung des Feldeinfallswinkels und des genauen Ereigniszeitpunktes
- zentraler Lightning Processor (LP2000) zur Berechnung des Einschlagpunktes aus den Sensordaten
- einem Display-System zur visualisierten Darstellung der Gewitteraktivität

Der Einschlagpunkt eines Blitzes kann prinzipiell sowohl aus den Richtungsinformationen (Magnetic Direction Finding — MDF) als auch aus den Zeitdifferenzen (Time of Arrival — TOA) der einzelnen Sensormeldungen gewonnen werden. Da die Sensoren von ALDIS beide Informationen übermitteln, kommt ein kombiniertes Verfahren zur Anwendung, das beide Parameter der verfügbaren Sensoren auswertet. Der Vorteil dieses kombinierten Verfahrens besteht darin, dass eine Ortung bereits dann möglich ist, wenn nur zwei Sensoren die Blitzentladung erfassen. Im Gegensatz dazu benötigen Systeme, die nur auf Basis der Zeitdifferenzen arbeiten, mindestens vier Sensoren für die eindeutige Bestimmung des Einschlagspunktes. Diese Vorgehensweise ermöglicht die Ortung selbst

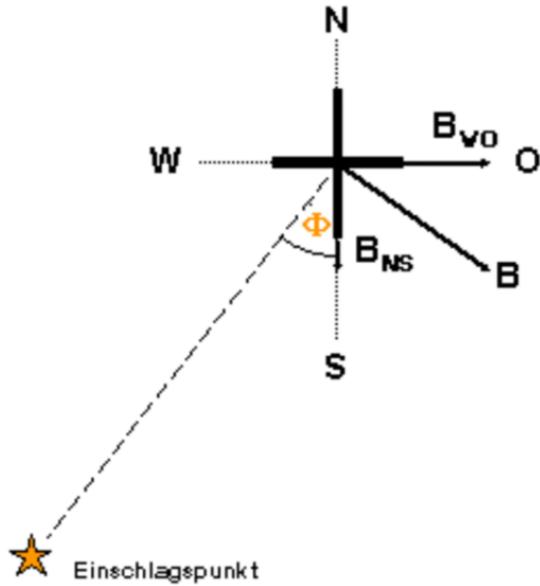


Abbildung 2.16: Prinzip der Winkelbestimmung (ALDIS, 2017e)

von sehr stromschwachen Blitzen, da deren Signale in der Regel zumindest noch von zwei Sensoren registriert werden. Alle Ortungsberechnungen werden dabei auf Basis der sphärischen Geometrie durchgeführt, d.h. die Erde wird als sog. Ellipsoid dargestellt wird. Notwendig machen dieses Verfahren die relativ großen Abstände zwischen den Sensoren, die bis zu mehreren hundert Kilometern betragen können. (ALDIS, 2017e)

Wird ein Blitzschlag nun von den einzelnen Sensoren als solcher identifiziert, werden die ausgewerteten Daten, die basierend auf den Signalen von GPS-Satelliten mit einem exakten Zeitstempel versehen werden, zum sog. Lightning Processor (LP) übertragen. Dieser gruppiert anschließend alle Sensordaten, die zum gleichen Blitzschlag gehören, anhand der zugehörigen Zeitmarken. Liegen für einen Blitzschlag die Daten von mindestens zwei Sensoren vor, kann der Einschlagspunkt eindeutig bestimmt werden. Ein Blitzortungssensor misst sowohl den Einfallsinkel des Blitzfeldes (*Magnetic Direction Finding*) als auch den genauen Zeitpunkt des Eintreffens des Blitzfeldes beim Sensor, die Genaugigkeit liegt dabei bei rund 300 Nanosekunden. Der Sensor besteht aus zwei orthogonal aufeinander stehenden magnetischen Antennen zur Messung der Nord-Süd- und der Ost-West-Komponente des magnetischen Feldes (B-Feld; aus dem Verhältnis beider Signale wird der Einfallsinkel des Blitzfeldes bestimmt) und einer zusätzlichen elektrischen Plattenantenne zur Messung der Polarität (E-Feld). Das Prinzip der Winkelbestimmung ist in Abb. 2.16 skizziert. Der Verlauf des gemessenen Signales der magnetischen Antenne wird überdies herangezogen, um zwischen Wolke-Erde-Entladungen und anderen Signalen unterscheiden zu können. Eine weitere wesentliche Anforderung an ein Blitzortungssystem ist einerseits die möglichst eindeutige Klassifikation von Blitzsignalen in Wolke-Erde-Entladungen und Wolke-Wolke-Entladungen andererseits. Zunächst muss das gemessene Signal überhaupt

erst einmal eindeutig als Blitz identifiziert werden, wobei die Unterscheidung zwischen Blitzen und Störsignalen durch ein patentiertes Verfahren („Waveform Discrimination“) erfolgt. Dabei wird ein Blitz anhand verschiedener charakteristischer Merkmale des elektromagnetischen Feldes definiert. Darüber hinaus müssen die Feldverläufe, die durch Blitz verursacht werden, von anderen empfangenen elektromagnetischen Störsignalen unterschieden werden. Potentielle Störquellen sind dabei alle künstliche und natürliche Felderzeuger (Korona von Hochspannungsleitungen, Fernmeldesender, Motorzündungen etc.). Damit ein elektromagnetisches Signal letztendlich tatsächlich als Blitz klassifiziert wird, müssen einige Kriterien erfüllt sein. Störsignale können jedenfalls mit hoher Wahrscheinlichkeit ausgeschlossen werden. (ALDIS, 2017e)

Die Genauigkeit, mit der Blitzentladungen registriert werden, hängt naturgemäß von einigen Faktoren ab: Anzahl der beteiligten Sensoren, der Entfernung des Einschlagspunktes zu den Sensoren oder auch dem Messfehler bei der Winkel- bzw. Zeitmessung. In Österreich liegt die Genauigkeit im Durchschnitt bei etwa 100 bis 200 Meter; dieser Wert wurde auch im Zuge direkter Messungen von Blitzströmen am Sender Gaisberg in Salzburg verifiziert. (ALDIS, 2017e)

Kapitel 3

Blitzstrommessungen am Salzburger Gaisberg

Die Blitzstrommessungen am Gaisberg (1287 m üNN) begannen 1998 ursprünglich mit dem Ziel, die Messgenauigkeit von ALDIS zu evaluieren. Auslöser für den Beginn der Messungen war die Tatsache, dass sich auf Basis der Daten des österreichischen Blitzortungssystems ALDIS herauskristallisiert hat, dass am Gaisberg außergewöhnlich viele Einschläge stattfinden, wobei die Vermutung nahe lag, dass der überwiegende Teil der Blitze direkt in den 100m hohen Sendemast am Gaisberg eingeschlagen hat. Unter Berücksichtigung einiger weiterer Aspekte, wie etwa der allgemeinen Zugänglichkeit, bot sich der Sender am Gaisberg von Anfang an für die Durchführung wissenschaftlicher Untersuchungen an natürlichen Blitzentladungen an. Vergleichbare Messstationen gibt es weltweit nur wenige, dazu gehören u. a. der CN Tower im kanadischen Toronto (Höhe: 550m), der Peissenbergsender in Deutschland (160m) oder etwa auch der Sender am Säntis in der Schweiz (124m) (ALDIS, 2017a). Neben diesen Turmmessungen ist das Verfahren der Blitztriggerung, das

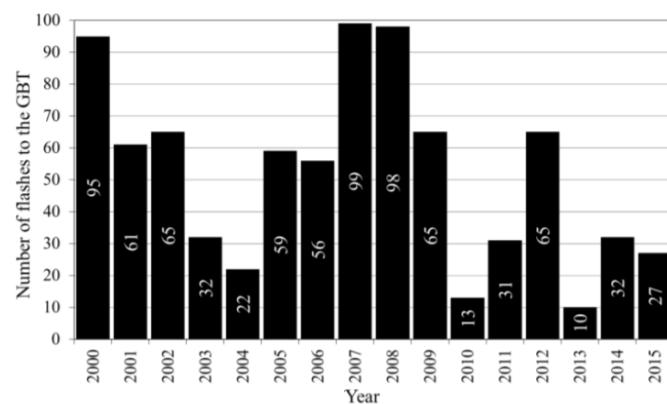


Abbildung 3.1: Anzahl der jährlichen Blitzeinschläge am Gaisberg zwischen 2000 und 2015. (Diendorfer, 2017)

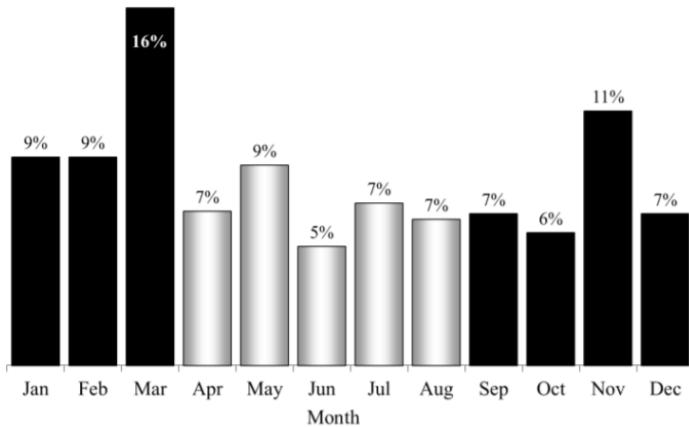


Abbildung 3.2: Anteil der einzelnen Monate an der Gesamtblitzanzahl am Gaisberg (2000-2015). Die hellen Balken deuten die konvektive Saison in Österreich an, während derer österreichweit das Maximum der Blitzeinschläge auftritt. (Diendorfer, 2017)

besonders am Camp Blanding in Florida intensiv betrieben wird, die einzige Möglichkeit, den Stromverlauf von Blitzen direkt zu messen. In den Jahren 2000 bis 2015 konnten am Sender Gaisberg insgesamt 830 Blitze (bis auf wenige Ausnahmen ausschließlich negative Aufwärtsblitze) gemessen werden, wobei der Großteil davon einerseits im März, andererseits im November registriert wurde. Im Gegensatz dazu werden österreichweit rund 95 % aller Blitzeinschläge zwischen April und August durch Konvektion verursacht, während die Monate März und November jeweils nur 0,1 bzw. 0,2 % zur Blitzstatistik beitragen (Diendorfer et al, 2011). In den Abb. 3.1 bzw. 3.2 sind die Blitzeinschläge am Gaisberg nach Jahren bzw. Monaten aufgeschlüsselt.

Ziel der Messungen am Gaisberg ist neben der Bestimmung der verschiedenen Blitzstromparameter unter Verwendung der heute verfügbaren modernen Messtechnik (direkte Messung der Amplitude des Blitzstromes, Bestimmung der Ladung der Einzelimpulse und Gesamtladung eines Blitzen, Messung der Stromanstiegsgeschwindigkeit) vor allem die Überprüfung der Qualität des ALDIS-Blitzortungssystems. Da Ort, Zeit sowie Amplitude der einzelnen Entladungen (*strokes*) bekannt sind, können jene den vorhandenen ALDIS-Daten gegenübergestellt werden. Zu den wichtigsten Qualitätskriterien eines Blitzortungssystems, die sich so überprüfen lassen, zählen:

- Detection Efficiency
- Genauigkeit der Amplitudenbestimmung
- Unterscheidung von Wolke-Wolke- bzw. Wolke-Erde-Blitzen



Abbildung 3.3: Mastspitze des Senders am Gaisberg mit Blitzfangstangen und darunterliegendem Messwiderstand (Diendorfer et al, 2011)

Messprinzip (ALDIS, 2017c)

Zur Erfassung der Blitzeinschläge in die Mastspitze ist dort ein Sensor befestigt, der den Strom direkt misst. Schlägt ein Blitz in die Fangeinrichtung an der Mastspitze ein, fließt anschließend der gesamte Blitzstrom unmittelbar über einen speziellen, breitbandigen Messwiderstand (*Shunt*) von $0.25 \text{ m}\Omega$ zu den Ableitungen der Blitzschutzanlage. Um das Messsignal (Spannungsabfall am Shunt) unbeeinflusst zu lassen, wird es noch an der Mastspitze sofort in ein optisches Signal umgewandelt und über Lichtwellenleiter in das ORF-Betriebsgebäude neben dem Mast, in dem sich alle Einrichtungen zur Datenaufzeichnung befinden, übertragen. Abbildung 3.3 zeigt die Messvorrichtung auf der Senderspitze am Gaisberg.

Um einen möglichst großen Bereich an Blitzstromamplituden abzudecken, sind bei der Strommessung zwei voneinander getrennte Kanäle mit unterschiedlicher Sensibilität im Einsatz:

- Kanal 1: 0 kA bis $\pm 2 \text{ kA}$ — zur Messung der sog. Leader- und Langzeitströme
- Kanal 2: 0 kA bis $\pm 40 \text{ kA}$ — zur Messung der großen Stoßströme

Da die gesamte Aufzeichnung mithilfe von GPS-Uhren zeitlich synchronisiert wird, ist es möglich, sie eindeutig den Blitzortungsdaten des Blitzortungssystems ALDIS gegenüberzustellen. Bis 2012 erfolgte die Aufzeichnung der Messsignale mit PC-Signalerfassungskarten, die eine Abtastrate von 20 MS/s (Strommessung) bei einer Aufzeichnungsdauer von 0,8 Sekunden aufwiesen. Dabei lag die maximale Totzeit zwischen zwei Triggerungen bei etwa

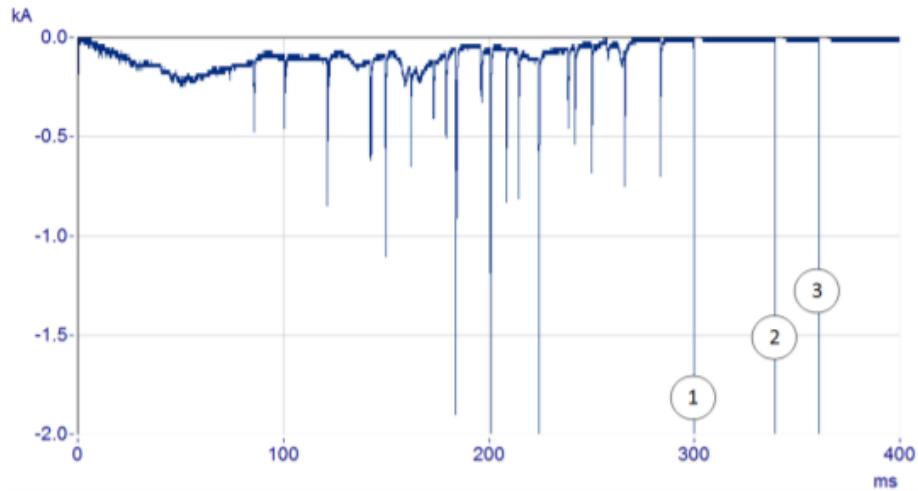


Abbildung 3.4: Beispiel eines ICC_{RS} , bei dem insgesamt drei Return Strokes aufgetreten sind. Die Stromspitzen der einzelnen Hauptentladungen (11, 10.2 bzw. 8.6 kA), die dem 270 ms andauernden ICC folgen, sind nicht sichtbar, da es sich hier um den ± 2 kA -Kanal handelt. (Diendorfer et al, 2011)

20 Sekunden; dieser Zeitraum ergibt sich aus der Übertragung aller Daten (32 MB je Triggervorgang) auf die lokale Festplatte, bevor das nächste Ereignis vom Messsystem erfasst werden konnte. Im Jahre 2013 wurde das Messsystem deutlich verbessert (höhere Abtastrate, bessere vertikale Auflösung). Die Aufzeichnungsdauer von 0,8 Sekunden hat sich bewährt, da es diese Zeitspanne erlaubt, alle Vorgänge - vom Beginn der Leitblitzentwicklung bzw. der Fangentladung bis zum letzten Teilblitz - vollumfänglich zu dokumentieren (ALDIS, 2017c).

3.1 Ergebnisse

Die Blitze, die am Gaisberg registriert werden, lassen sich aufgrund ihres typischen Stromverlaufs in drei unterschiedliche Kategorien einteilen:

- ICC_{RS} : dem *Initial Continuous Current (ICC)* folgen eine oder mehrere Hauptentladungen (*Return Strokes*). In Abb. 3.4 ist ein Beispiel für den Stromverlauf eines ICC_{RS} mit insgesamt 3 Hauptentladungen zu sehen.
- ICC_p : der ICC wird zwar nicht von Hauptentladungen, sehr wohl aber von Pulsen überlagert bzw. gefolgt. Die Amplitude liegt dabei bei über 2 kA.
- ICC_{only} : es treten weder Hauptentladungen noch Impulse ($I > 2$ kA) auf. Derartige Blitze können von Blitzortungssystemen nicht geortet werden, da sie mangels rasch ansteigender Stromimpulse keine entsprechenden elektromagnetischen Felder

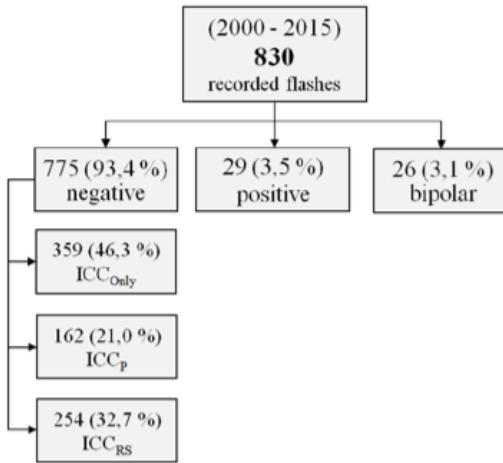


Abbildung 3.5: Einteilung der am Gaisberg (2000-2015) beobachteten Blitzeinschläge nach Kategorien (Diendorfer, 2017)

aussenden, die von Blitzortungssystemen erfasst werden könnten. Das führt unweigerlich zu dem Ergebnis, dass die Detection Efficiency aller Blitze (d.h. inkl. ICC_{only} -Blitze) am Gaisberg im Zeitraum 2000-2015 nur rund 43% betrug, während sie nur für die ICC_{RS} -Blitze, die eine gute Näherung für negative Abwärtsblitze darstellen, bei etwa 96% lag (Diendorfer, 2017).

Von den insgesamt 830 Entladungen, die zwischen 2000 und 2015 am Gaisberg gemessen wurden, wiesen 775 (93.4%) negative und 29 (3.5%) positive Polarität auf; die restlichen 26 Entladungen waren sog. bipolare Blitze (3.1%) - letztere werden in Kap. 3.1.3 noch näher betrachtet.

3.1.1 Negative Blitze

Die negativen Aufwärtsblitze lassen sich dabei noch weiter aufschlüsseln (siehe dazu auch Abb. 3.5): 254 der 775 Blitze (32.7%) waren vom Typ ICC_{RS} , 359 der 775 (46.3%) Blitze entsprachen der Kategorie ICC_{only} , die Amplitude der aufgetretenen Pulse war also kleiner als 2 kA. Die restlichen 162 negativen Aufwärtsblitze können dem Typus ICC_p zugeordnet werden, wobei Pulse mit Amplituden zum Teil von über 20 kA gemessen wurden. Vermutlich hängen letztere dabei in Wirklichkeit mit *leader/return stroke*-Entladungen zusammen, die einen bereits davor entstandenen und immer noch bestehenden, aufwärts gerichteten Leitblitzkanal benutzt haben. Dafür spricht auch die Beobachtung, dass die Anstiegszeiten abnahmen, je größer die Stromspitzen waren. Generell wird aktuell davon ausgegangen, dass langsame Anstiegszeiten darauf hindeuten, dass es sich bei der Art der Ladungsübertragung um sog. M-Komponenten handelt, während kurze Anstiegszeiten ein Hinweis für den *leader/return-stroke*-Modus sind, also Hauptentladungen, die auch beim

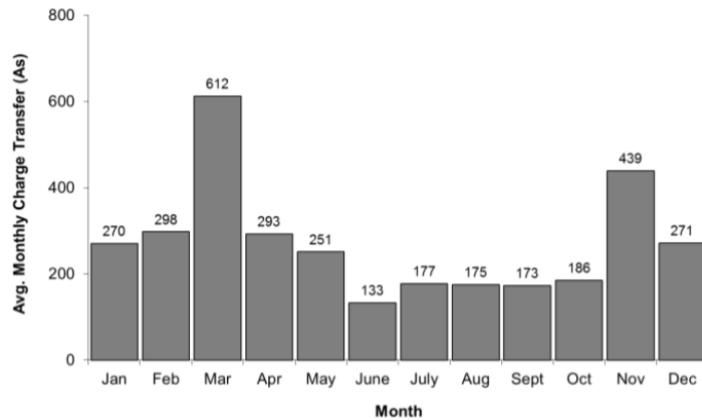


Abbildung 3.6: Monatliches Mittel der akkumulierten Ladungsmenge, die zum Boden transportiert wird (2000-2015) (Diendorfer, 2017)

gewöhnlichen negativen Abwärtsblitz auftreten. (Diendorfer, 2017)

3.1.2 Positive Blitze

Positive Aufwärtsblitze werden durch negativ geladene Leitblitze (*leaders*) eingeleitet. Aufgrund der aufgezeichneten Wellenformen wurden am Gaisberg insgesamt 29 (3.5%) positive Blitz einschläge identifiziert, wobei diese Blitze ausschließlich aus dem *initial stage* bestehen, also keine Hauptentladungen (*return strokes*) aufweisen. Zwischen 2000 und 2009 traten 19 der 26 positiven Blitze im Zeitraum September bis März, also nicht während der konvektiven Hauptsaison, auf. In dieser Periode wurde überdies kein einziger positiver Abwärtsblitz beobachtet (Diendorfer et al, 2011). In Abb. 3.8 ist der Stromverlauf eines positiven Blitzes dargestellt.

3.1.3 Bipolare Blitze

Als bipolare Blitze werden Blitze bezeichnet, bei denen während des Einschlags sowohl negative als auch positive Stromflussrichtung beobachtet werden kann. Im Zeitraum 2000-2009 konnten am Gaisberg von insgesamt 652 Blitz einschlägen 21 bipolare Blitze gemessen werden, wobei 12 (57%) davon in den Übergangsmonaten März, August und November aufgetreten sind. Die Messungen zeigen, dass sich die Polarität der bipolaren Blitze deutlich öfter von negativ zu positiv ändert als umgekehrt (16 von 21); dieser Umstand deckt sich auch mit Beobachtungen aus anderen Studien. Das geometrische Mittel der totalen Ladungsübertragung von bipolaren Blitzen liegt bei 99.5C und ist damit rund drei Mal so groß wie das geometrische Mittel aller 604 negativen Aufwärtsblitze am Gaisberg (35.6C) (Diendorfer et al, 2011). In Abb. 3.9 ist der Stromverlauf eines bipolaren Blitzes dargestellt.

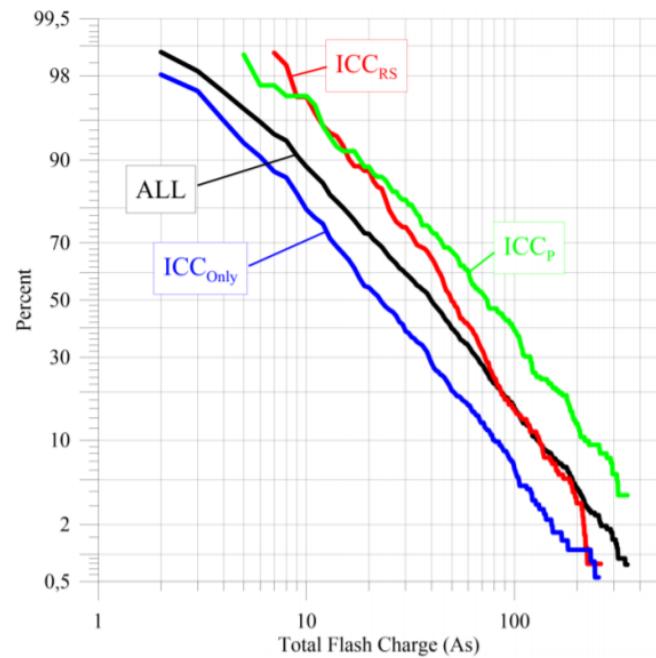


Abbildung 3.7: Verteilung der Ladungsmenge (*total flash charge transfer*) der 775 negativen Aufwärtsblitze am Gaisberg (2000-2015) (Diendorfer, 2017)

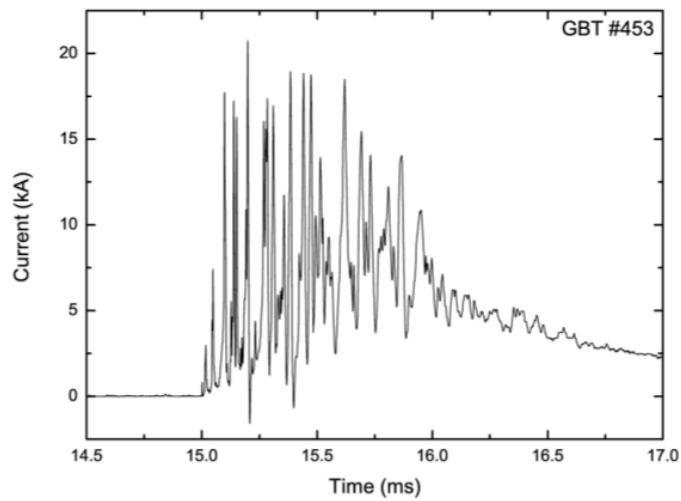


Abbildung 3.8: Wellenform eines positiven Blitzes am Gaisberg (Nr. 453) (Diendorfer et al., 2011).

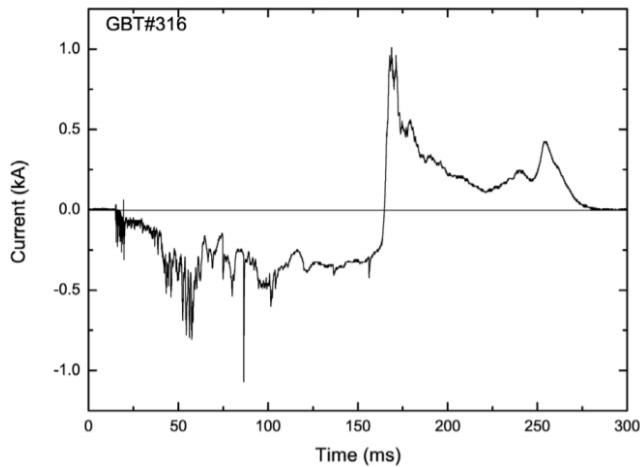


Abbildung 3.9: Stromverlauf eines bipolaren Blitzes am Gaisberg (Nr. 316). Nach etwa 170 ms tritt der Polaritätswechsel von negativ zu positiv auf. (Diendorfer et al, 2011).

3.1.4 Sonstiges

Für die gemessenen Blitze am Gaisberg konnte mittels numerischer Integration auch die totale Ladungsmenge Q erhoben werden. Dabei zeigt sich, dass ICC_p -Blitze mit einem Medianwert von 74 C mehr als dreimal so viel Ladung transportieren wie ICC_{only} -Blitze (22 C). Abb. 3.7 zeigt die statistische Verteilung der Ladungsmenge Q für alle 775 negativen Blitze sowie die einzelnen Subtypen. Insgesamt traten im Zeitraum 2000-2015 14 Blitze auf, die eine Ladungsmenge von mehr als 300 C transportiert haben, davon wurden alle außerhalb der konvektiven Saison, also zwischen November und April, beobachtet. Alleine während des Kaltfrontdurchgangs von Orkantief *Emma* am 1.3.2008 gab es innerhalb von nur 20 Minuten drei solcher ladungsintensiven Blitze, die miteinander eine Ladungsmenge von 1221 C zum Boden abgeführt haben. Erwähnenswert ist auch, dass zwischen 2000 und 2015 die durchschnittliche akkumulierte Ladungsübertragung in den Monaten März und November - also während der Übergangsmonate - am höchsten war, wie auch in Abb. 3.6 zu sehen ist. (Diendorfer, 2017)

Setzt man die Ladungsmenge in Relation zur Höhe der -10°C -Isotherme, jene Höhe, die als wichtigster Bereich für das Hauptladungszentrum von Gewittern angesehen wird, ergibt sich zwar kein linearer Zusammenhang, es scheint aber eine Art 'optimale Höhe' der -10°C -Isotherme zu geben, die der Übertragung von verhältnismäßig großen Ladungsmengen zuträglich ist. Diese optimale Höhe dürfte im Bereich zwischen 2000 und 4000m zu liegen, denn alle Ereignisse mit Ladungsmengen von > 300 C (=As) sind während solcher Bedingungen aufgetreten (siehe auch Abb. 3.10). Die Höhe der -10°C -Isotherme wurde dabei mittels Radiosondendaten von München vor und nach dem jeweiligen Blitzereignis ermittelt. (Diendorfer, 2017)

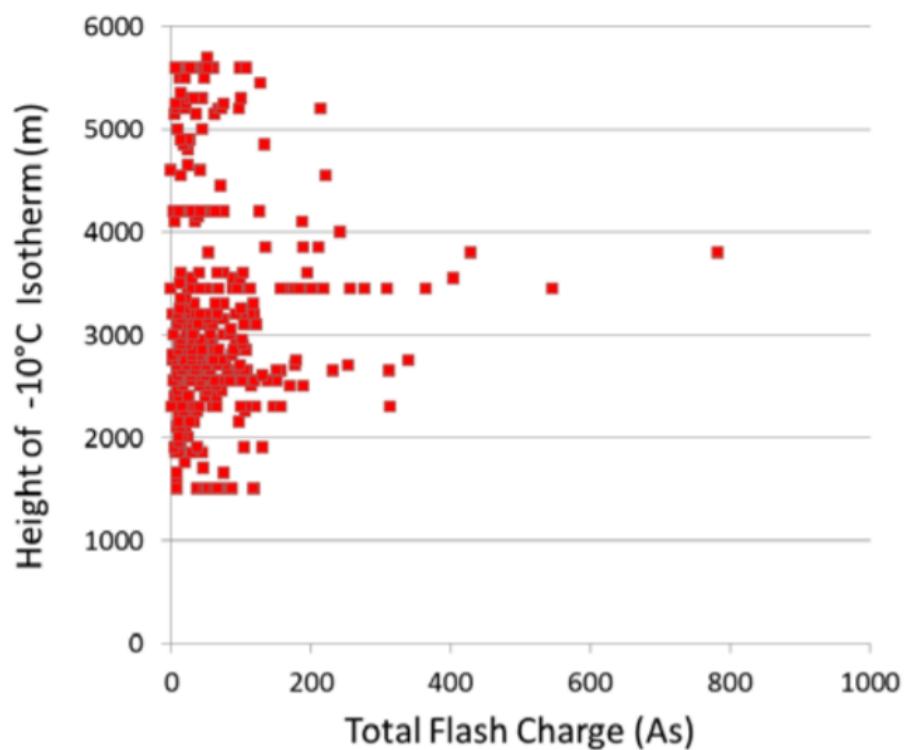


Abbildung 3.10: Übertragene Ladungsmenge in Abhängigkeit der Lage der -10°C-Isotherme (amsl) (Diendorfer, 2017).

Kapitel 4

Daten

4.1 Datenmaterial ALDIS

4.1.1 Blitzortungsdaten

Zunächst wurden mittels Blitzschlaggutachten Tage identifiziert, an denen es im Bereich des Gaisbergs Blitzeinschläge gegeben hat. Dabei sind sämtliche Blitze, die vom Blitzortungssystem ALDIS in einem Umkreis von 10 km um den Gaisberg registriert wurden, auf einer Landkarte abgebildet. Neben Datum und Uhrzeit der Blitzschläge beinhalten diese Gutachten außerdem die Koordinaten, die Amplitude (*Intensität*), die Entfernung zum Gaisberg sowie die Art des jeweiligen Blitzen (Wolke-/Bodenblitz). Für den Zeitraum Februar 2008 bis September 2015 sind insgesamt 106 derartiger Gutachten verfügbar.

4.1.2 Gaisberg-Datenbank

In der Gaisberg-Datenbank sind sämtliche Informationen zu den Blitzen, die den Sender am Gaisberg getroffen haben, abgespeichert. Neben dem Zeitpunkt sind auch Polarität, Amplitude, Zeitpunkt, spezifische Energie, übertragene Ladungsmenge und Typ des Blitzen (ICC_{RS} , ICC_p , ICC_{only}) aufgelistet. Außerdem ist für jeden *flash* die Anzahl der einzelnen *strokes*, also Teilentladungen, angegeben; des weiteren sind deren Stromverläufe abrufbar.

4.2 Beobachtungsdaten am und rund um den Gaisberg

4.2.1 Mikroregenradar

Das Mikroregenradar (MRR) ist ein vertikal ausgerichtetes FMCW-Radar (frequency modulated continuous wave radar). Es misst spektral die Rückstreuung und die Fallgeschwindigkeit der Niederschlagspartikel in mehreren Höhenschichten und liefert so Informationen über die vertikale Verteilung der Niederschlagsintensität, des Flüssigwassergehalts, der Phase und des Tropfengrößenspektrums. Das Mikroregenradar ermöglicht ein besseres Verständnis des Niederschlagsbildungsprozesses und die Informationen werden oft dazu verwendet, andere Messmethoden (z.B. Wetterradar, Satelliten) zu korrigieren bzw. weiterzuentwickeln. Aus den Daten des Mikroregenradars ist etwa mittels 'Bright Band' (deutlich höhere Reflektivität aufgrund des Phasenübergangs von Schnee zu Regen) die Schneefallgrenze ableitbar.

4.2.2 Distrometer

Das Distrometer arbeitet nach dem Extinktionsprinzip. Es misst Niederschlagspartikel aufgrund der Abschattung, die diese hervorrufen, wenn sie einen Laserstrahl passieren. Aus den Rohdaten werden mittels empirischer Relationen u. a. Niederschlagsart, -menge und -intensität und äquivalente Radar-Reflektivität berechnet. Der Vorteil des Distrometers liegt in der vollständigen und zuverlässigen Messung verschiedenster Niederschlagsarten, vor allem im Winter (Schnee). Das Distrometer kann flüssige Niederschlagspartikel mit einer Größe im Bereich 0.2-5mm sowie feste Partikel im Bereich zwischen 0.2 und 25mm messen. Die Partikelgeschwindigkeit, die erfasst werden kann, liegt zwischen 0.2-20 m/s, außerdem kann es zwischen 8 verschiedenen Niederschlagsarten unterscheiden (OTT Hydromet, 2017).

4.2.3 Stationen

Insgesamt liegen die Daten von drei Wetterstationen am Gaisberg vor. Eine Station betreibt der *Hydrographische Dienst Salzburg*, neben Lufttemperatur und relativer Luftfeuchtigkeit sind auch Windgeschwindigkeit, Windrichtung und Windböen vorhanden. Die Daten sind Mittelwerte (von 5 Sekundenwerten) über eine halbe Stunde, die Windspitze ist der Maximalwert der halben Stunde, die Windrichtung wird gemäß Klassenstatistik festgelegt. Der Datensatz dieser Station ist der einzige, der für den gesamten Zeitraum vollständig vorliegt.

Eine weitere Station wird vom *Institut für Meteorologie und Geophysik* (IMGW, Wi-



Abbildung 4.1: Feldmühle am Gaisberg zur Messung der elektrischen Feldstärke.
(Quelle: <https://www.aldis.at/forschung/blitzforschungsstation-gaisberg/feldmessung/> [5.11.2017])

en) betrieben, sie erfasst Temperatur, Luftfeuchtigkeit, Luftdruck, Windgeschwindigkeit, Windböen, Windrichtung sowie die Niederschlagsmenge. Weiters existieren noch Messinstrumente an der Turmspitze: hier werden Lufttemperatur und Windgeschwindigkeit bzw. -böen sowie Windrichtung und Luftdruck gemessen.

4.2.4 Feldmühle

Am Gaisberg wird zusätzlich die elektrische Feldstärke gemessen, die Messung erfolgt mit Feldmühlen (siehe Abb. 4.1). Normalerweise wird jede Minute ein Messwert aufgenommen. Treten allerdings große Schwankungen der elektrischen Feldstärke auf, die von der rasch wechselnden Ladungsverteilung innerhalb von Gewitterwolken verursacht wird, wird alle 0.1 s ein Messwert aufgezeichnet, pro Minute ergeben sich so 600 Werte (ALDIS, 2017b).

4.3 Modelldaten

Zur Beurteilung der Großwetterlage ist das Archiv des amerikanischen Globalmodells *GFS* hilfreich (<http://www1.wetter3.de/Archiv/>), zudem lassen sich hier auch diverse meteorologische Parameter (für die Zeitpunkte 0, 6, 12 und 18 UTC) für den Raum Salzburg ablesen, die für die nähere Untersuchung der Blitzereignisse nützlich sind. Dazu zählen u. a.:

- Convective Available Potential Energy (CAPE)
- 850 hPa: Temperatur, Windrichtung, Windgeschwindigkeit
- 500 hPa: Temperatur, Windrichtung

- 10m: Windrichtung, Windgeschwindigkeit

4.4 Radarbilder Austrocontrol

Für die vorliegenden Blitzfälle sind die Max-CAPPI-Radarbilder der österreichischen Flugsicherung (ACG) verfügbar. Sie dienen ausschließlich bei den Fallstudien (Kap. 5.4) als unterstützendes Datenmaterial und werden in dieser Arbeit keiner systematischen Untersuchung unterzogen.

4.5 CLM-Hindcast ZAMG

Um die Beobachtungsdaten am Gaisberg zu ergänzen, wird der sog. CLM-Hindcast der ZAMG verwendet. Er wurde vom 1.1.1979 bis jetzt in einem Zug durchgerechnet und wird alle 6 Stunden mit Randbedingungen von ERA-Interim-Reanalysen gefüttert, sodass er ein konsistentes Abbild der meteorologischen Bedingungen liefert. Die Auflösung des CLM-Hindcast beträgt dabei 10km bzw. 3 Stunden, in der Vertikalen stehen 45 Levels bereit. Der CLM-Hindcast (dessen Gitterpunkt in etwa 3 km südwestlich des Gaisberggipfels liegt) ersetzt praktisch die nicht vorhandene Radiosonde am Gitterpunkt Gaisberg und liefert somit äußerst wertvolle meteorologische Informationen.

4.6 Radiosondendaten

Für die vorliegende Arbeit werden die Radiosondendaten von München zur Validierung des CLM-Hindcasts verwendet (liegt rund 110km westnordwestlich vom Gaisberg), die auf der Homepage der Universität Wyoming (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>) kostenlos abrufbar sind. Gelegen im Alpenvorland, erscheint dieser Radiosondenstandort als am repräsentativsten für den Gaisberg zu sein, insbesondere bei Kaltfronten aus Nordwesten, die den Großteil der Blitzeinschläge am Gaisberg verursachen.

In der Regel findet alle 12 Stunden ein Aufstieg statt (0 und 12 UTC), in seltenen Fällen kann es auch dazwischen noch einen weiteren Aufstieg geben.

Kapitel 5

Vorgangsweise und Ergebnisse

Zunächst werden anhand der Blitzortungs-Plots alle Tage im Zeitraum Februar 2008 bis September 2015 identifiziert, an denen im 10km-Radius um den Gaisberg Blitze registriert worden sind. Tage, an denen nur einzelne Blitzentladungen am äußersten Rand dieses Radius aufgetreten sind, werden dabei allerdings vernachlässigt. Zusätzlich werden zu diesen Fällen noch Ereignisse mit Blitz einschlägen am Gaisberg herangezogen, die vom Blitzortungssystem nicht geortet werden können (sog. ICC_{only}). Insgesamt ergeben sich letztendlich 96 Gewitterfälle. In einer Matrix werden in weiterer Folge diese Fälle mit Beobachtungsdaten im Großraum Salzburg kombiniert, wobei auf eine zeitlich möglichst enge Eingrenzung geachtet wird. Zu den Beobachtungsdaten zählen u.a. Wind- und Temperaturverhältnisse am Gaisberg (sowohl unmittelbar vor als auch unmittelbar nach dem Blitzereignis) sowie am Flughafen Salzburg, Feldmühledaten, Informationen des vertically pointing microwave radar und ergänzende Daten aus dem CLM-Hindcast, wobei hier aufgrund der 3-stündigen Auflösung jene Zeiten gewählt werden, die das Ereignis am besten eingrenzen. Hat es beispielsweise zwischen 13 und 16 UTC geblitzt, werden die CLM-Hindcast-Daten von 12 und 18 UTC herangezogen. Da die Vermutung nahe liegt, dass vor allem die Lage der 0°C bzw. -10°C -Isotherme sowie die Anströmrichtung mit den Blitzereignissen korrelieren, werden aus dem CLM-Hindcast folgende Parameter gezogen:

- Höhe der -10°C -Isotherme
- Höhe der 0°C -Isotherme
- 850 hPa: Temperatur, Windrichtung, Windgeschwindigkeit
- 700 hPa: Temperatur, Windrichtung, Windgeschwindigkeit
- 500 hPa: Temperatur, Windrichtung, Windgeschwindigkeit

Mittels der Daten aus den 10km-Plots und der Gaisberg-Datenbank werden außerdem für jedes einzelne Blitzereignis einige Kennzahlen definiert:

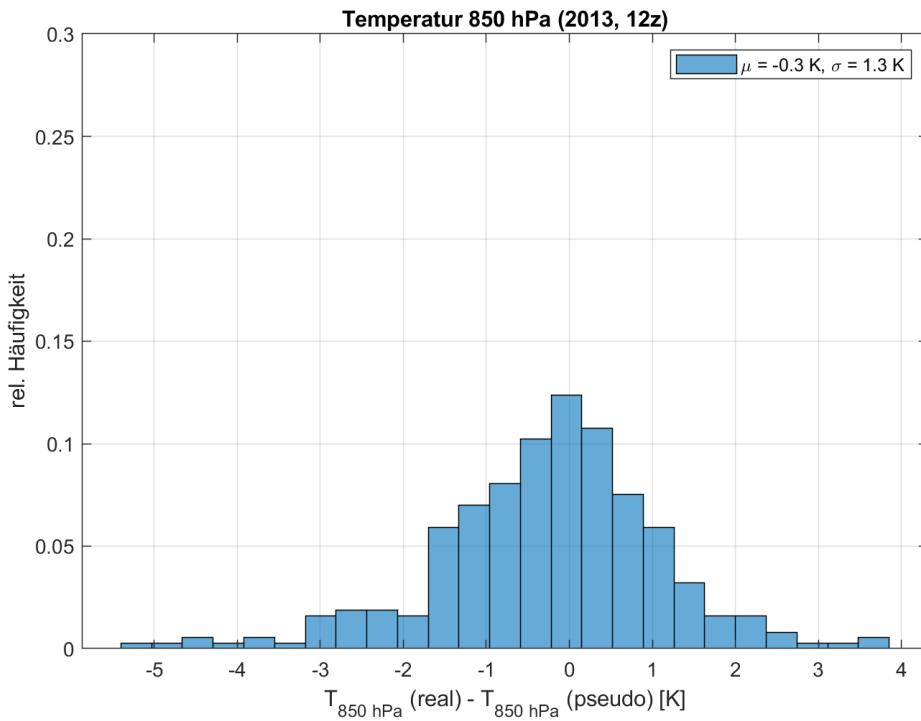


Abbildung 5.1: Häufigkeitsverteilung d. Differenz der Temp. in 850 hPa (basierend auf den 12z-Terminen des Jahres 2013). 'real' = Radiosonde München, 'pseudo' = CLM-Hindcast

- Anzahl der von der Blitzortung registrierten Blitze im 10km-Radius
- Anzahl der Blitzeinschläge in die Messeinrichtung des Senders Gaisberg
- Anzahl der von der Blitzortung NICHT registrierten Blitzeinschläge in den Turm
- Anzahl der von der Blitzortung NICHT registrierten Return Strokes
- Anzahl der Blitzeinschläge im 1km-Radius um den Sender Gaisberg
- relative Blitzdichte (Verhältnis der Anzahl der Blitze im 1km-Radius zur Gesamtanzahl)
- relative Blitzdichte (Verhältnis der Anzahl der Blitzeinschläge in den Turm zur Gesamtanzahl)

5.1 Validierung CLM-Hindcast

Wie in Kap. 4.5 erläutert, werden die Beobachtungen bzw. Messungen am Gaisberg mit einigen Parametern aus dem CLM-Hindcast ergänzt, da bspw. die Höhe der -10°C-Isotherme nicht direkt gemessen wird, diese aber im Zusammenhang mit Gewittern eine durchaus hohe Signifikanz zuteil wird. Um ein Gefühl dafür zu bekommen, wie gut der CLM-Hindcast

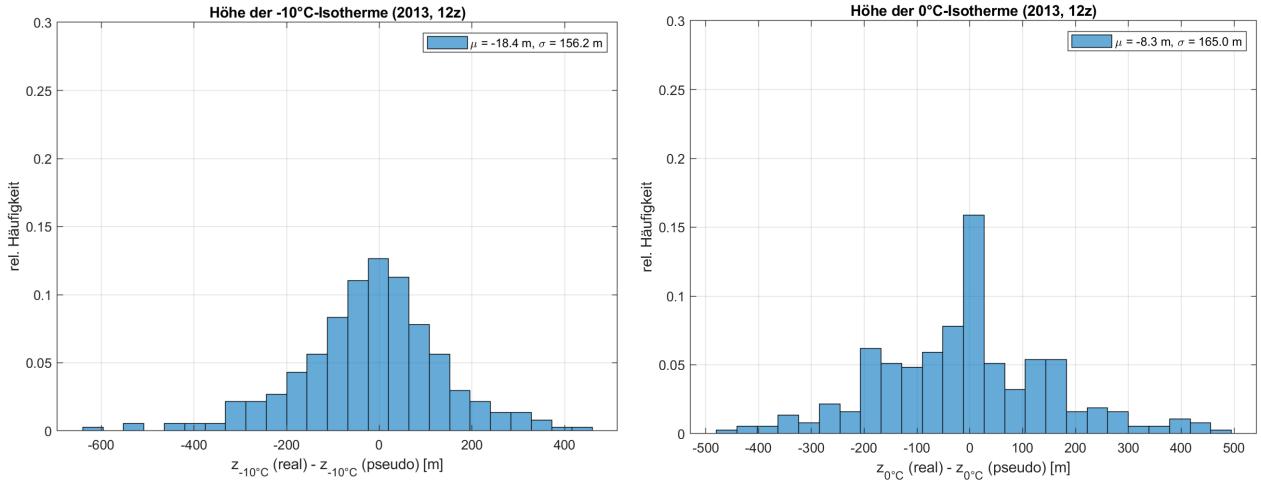


Abbildung 5.2: Häufigkeitsverteilung d. Differenz d. Höhe der -10°C (links) und der 0°C -Isotherme (rechts; basierend auf den 12z-Terminen des Jahres 2013). 'real' = Radiosonde München, 'pseudo' = CLM-Hindcast

die meteorologischen Bedingungen am Gaisberg tatsächlich abbilden kann, soll zunächst eine Validierung anhand der Radiosonde München erfolgen. Dieser Standort liegt in etwa 110km westnordwestlich vom Gaisberg und die dortigen Radiosondendaten sollen mit dem Hindcast über einen längeren Zeitraum abgeglichen werden, wohlwissend, dass die etwas komplexere Topographie rund um den Gaisberg die korrekte Abbildung der Atmosphäre naturgemäß eher noch erschwert. Verglichen wurden im Zuge dieser Arbeit jeweils die Daten eines ganzen Jahres, stellvertretend sollen im Folgenden die Ergebnisse aller 12z-Termine des Jahres 2013 erläutert werden.

- Vergleich der Temperatur in 850 hPa
- Vergleich der Höhe der 0°C bzw. -10°C -Grenze (siehe Abb. 5.2)
- Vergleich der Windstärke im 850 hPa-Niveau (siehe Abb. 5.3)
- Vergleich von CAPE (siehe Abb. 5.4)

Für alle Parameter zeigt sich, dass die Differenzen, gebildet aus den Daten des echten Soundings und des CLM-Hindcasts, annähernd normalverteilt sind, allerdings doch mit dem einen oder anderen Ausreißer. So gibt es z.B. bei der Temperatur in 850 hPa Fälle, wo die Abweichung mehr als 4K beträgt. Erklärbar ist das etwa dadurch, dass sich bei Kaltfronten mit einem extrem scharfen Temperaturgradienten kleine Ungenauigkeiten im Timing unmittelbar in einer relativ großen Abweichung widerspiegeln. CAPE ist generell ein deutlich sensiblerer Parameter als etwa die Windgeschwindigkeit, sodass die entsprechende Differenzenverteilung von einer Normalverteilung doch deutlicher abweicht

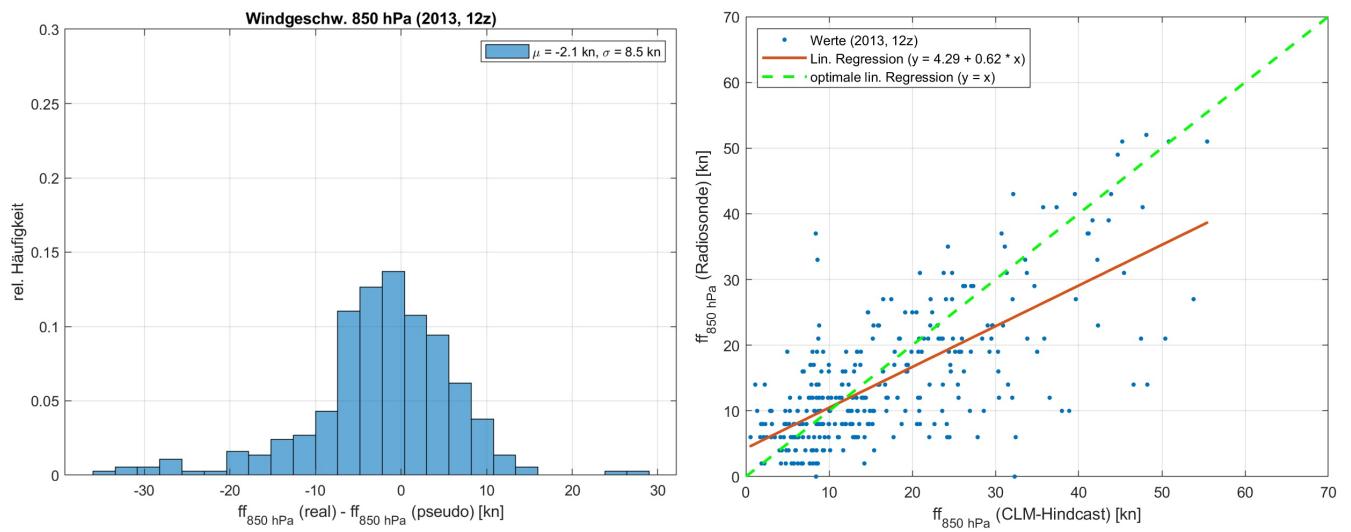


Abbildung 5.3: Vergleich der mittl. Windgeschw. in 850 hPa in München (Radiosonde vs. CLM-Hindcast, basierend auf den 12z-Terminen des Jahres 2013); **links:** Häufigkeitsverteilung d. Differenz aus mittl. Windgeschw. (CLM-Hindcast) und mittl. Windgeschw. (Radiosonde München), **rechts:** Streudiagramm mit Ausgleichsgerade; 'real' = Radiosonde München, 'pseudo' = CLM-Hindcast

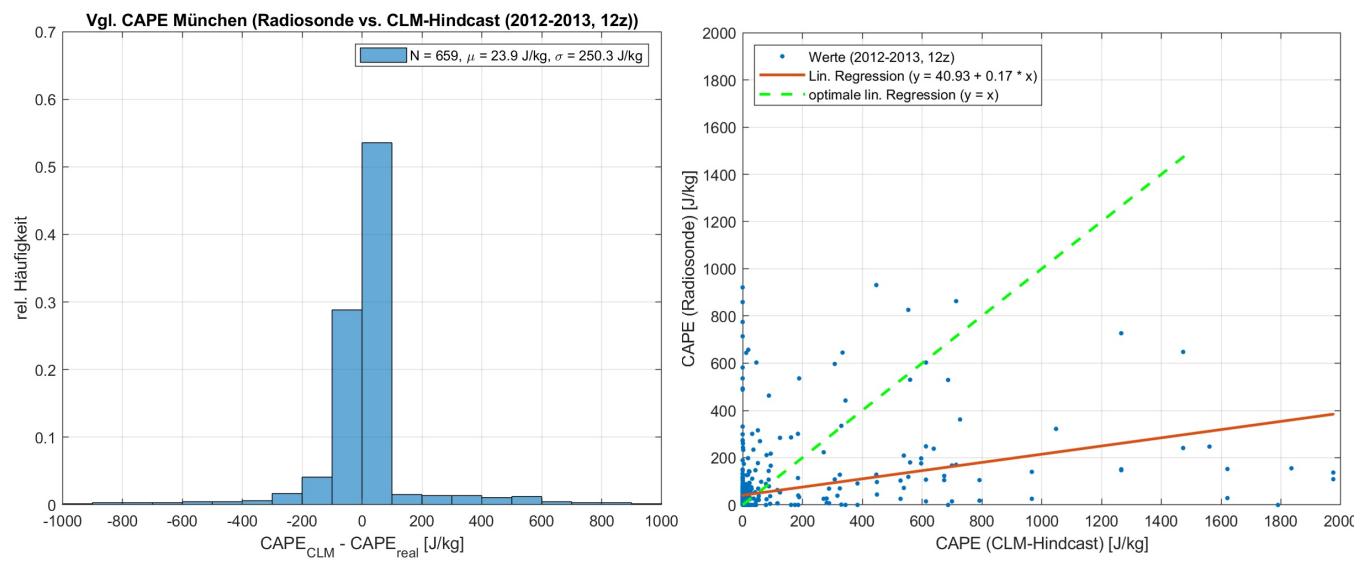


Abbildung 5.4: Vergleich von CAPE in München (Radiosonde vs. CLM-Hindcast, basierend auf den 12z-Terminen des Jahres 2012); **links:** Streudiagramm mit Ausgleichsgerade, **rechts:** Häufigkeitsverteilung d. Differenz aus CAPE (CLM-Hindcast) und CAPE (Radiosonde München)

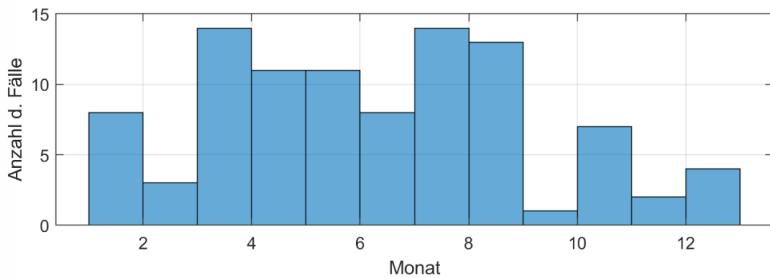


Abbildung 5.5: Anzahl der betrachteten Gewitterereignisse, aufgeschlüsselt nach den einzelnen Monaten (aufsummiert über die Jahre 2008 bis 2015)

(siehe Abb. 5.4). Tendenziell weist der CLM-Hindcast zu hohe CAPE-Werte aus, lediglich bei geringen Werten ($\text{CAPE} (\text{real}) < 200 \text{ J/kg}$) neigt er zu geringen Werten. Ähnlich verhält es sich mit der mittleren Windgeschwindigkeit in 850 hPa: speziell bei hohen Werten überschätzt der CLM-Hindcast die Windgeschwindigkeit, wobei die Streuung im Gegensatz zu CAPE deutlich geringer ist. Alles in allem scheint der CLM-Hindcast aber durchaus geeignet zu sein, für die Betrachtungen der Gewitterfälle am Gaisberg in Frage zu kommen; eine gewisse Unsicherheit sollte man aber auf jeden Fall im Hinterkopf behalten.

5.2 Korrelationen von Beobachtungsdaten mit der relativen Blitzdichte

Mithilfe der im Kap. 5 beschriebenen Beobachtungsmatrix werden Streudiagramme erstellt, wobei auf der Ordinatenachse im ersten Teil der Auswertung üblicherweise die relative Blitzdichte (1km bzw. Turm) aufgetragen wird und die Korrelationen sowohl mit den Beobachtungsdaten vor als auch nach dem Blitzereignis berechnet werden. Die Streudiagramme werden zusätzlich nach konvektiver und nicht-konvektiver Saison unterteilt, wobei die konvektive Saison mit Mai-Oktober, die nicht-konvektive Saison (Gewitter treten in der Regel im Zuge von Kaltfronten auf) mit November-April festgelegt wurde. Die Anzahl der Fälle für jedes einzelne Monat ist in Abb. 5.5 ersichtlich.

Aufgrund der Datenvielfalt ist theoretisch eine große Anzahl an Korrelationen möglich. Im Folgenden sollen ein paar besonders lehrreiche Beispiele herausgegriffen werden.

Windrichtungen in verschiedenen Niveaus (Winter)

Wenig überraschend zeigt sich bei der Analyse der bei "winterlichen" Gewitterfällen involvierten Windrichtung in der mittleren und auch unteren Troposphäre ein Maximum zwischen etwa 250 und 340° (siehe auch Abb. 5.6, links oben). Es verursachen also im Winterhalbjahr fast ausschließlich Wetterlagen mit westlicher bis nordwestlicher Höhenströmung

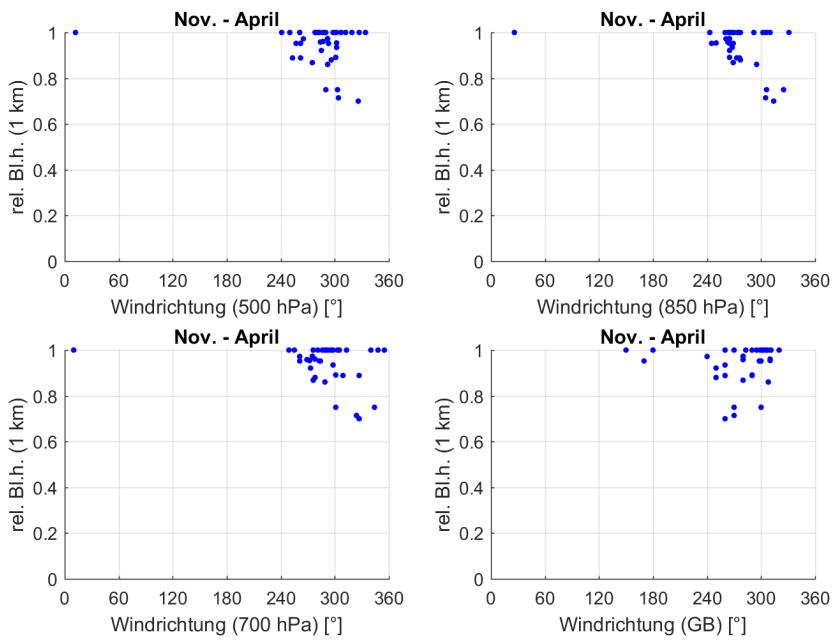


Abbildung 5.6: Korrelation der relativen Blitzdichte mit der Windrichtung in 500 hPa, 700 hPa und 850 hPa sowie Windrichtung direkt am Gaisberg (sowohl verwendete CLM-Hindcast-Daten als auch Messwerte unmittelbar **vor** Beginn des jeweiligen Blitzereignisses; November bis April).

(hochreichende Kaltluftvorstöße) Gewitter rund um den Gaisberg, was sich auch mit den Beobachtungen vor Ort deckt. Für die in Abb. 5.6 dargestellten Streudiagramme wurden jeweils jene Daten/Messwerte verwendet, die möglichst knapp am Beginn des Blitzereignisses lagen. Nimmt man stattdessen die Daten am Ende der Ereignisse her, ändert sich nicht allzu viel; aufgrund des häufig bei Frontdurchgängen auftretenden zyklonalen Windsprungs verschiebt sich der Schwerpunkt der Windrichtungen aber ein wenig nach rechts, also hin zu nördlicherer Richtung.

Windrichtungen in verschiedenen Niveaus (Sommer)

Im Gegensatz zum Winter ist die Streuung der relativen Blitzdichte im Sommer, also zwischen Mai und Oktober, allgemein deutlich höher (siehe Abb. 5.7). Erkennbar ist aber, dass ein Großteil jener Gewitterfälle, bei denen am Gaisberg, relativ gesehen im Vergleich zur Umgebung, wenige Blitzeinschläge registriert wurden, in der Regel mit einer südwestlichen Windrichtung in der mittleren und unteren Atmosphäre einhergeht. Die 'klassischen' sommerlichen Gewitterlagen verlaufen am Gaisberg also offensichtlich relativ gesehen deutlich blitzärmer als Wintergewitter. Ein Grund dafür könnte u.a. sein, dass bei Südwestströmungen im Gegensatz zu Nordwestströmungen einige Gebirgsstöße (Berchtesgadener Alpen, Lattengebirge usw.) den Gaisberg abschirmen, er wird also nicht als erste Erhebung von den Gewittern getroffen. Zudem schlagen im Sommer Blitze auch

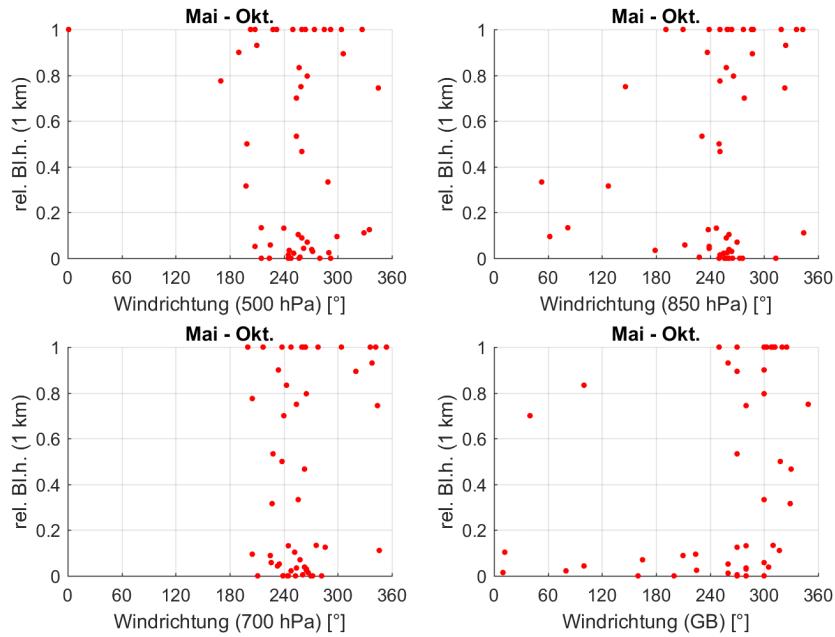


Abbildung 5.7: Korrelation der relativen Blitzdichte mit der Windrichtung in 500 hPa, 700 hPa und 850 hPa sowie Windrichtung direkt am Gaisberg (sowohl verwendete CLM-Hindcast-Daten als auch Messwerte unmittelbar **vor** Beginn des jeweiligen Blitzereignisses; Mai bis Oktober).

abseits von Sendemasten auf Berggipfeln ein, sodass schon alleine bedingt durch diesen Effekt die relative Blitzhäufigkeit niedriger sein muss als im Winter. Dennoch weisen manche Gewitter auch im Sommer (genauer: zwischen Mai und Oktober) hohe relative Blitzhäufigkeiten (nahe oder gleich 1) auf. Dieser Umstand ist höchstwahrscheinlich damit erklärbar, dass trotz des gewählten Zeitraumes auch einzelne winterlich angehauchte Kaltluftvorstöße nicht gänzlich ausgeschlossen werden können (bspw. im Mai oder Oktober), die aufgrund ihrer völlig konträren Charakteristik das Bild ein wenig verzerrn. Wirft man die Unterteilung in Sommer und Winter gänzlich über Bord, werden die zwei Schwerpunkte - einerseits bei etwa 240° (sehr niedrige relative Blitzhäufigkeiten, Sommer), andererseits bei 300° (hohe relative Blitzhäufigkeiten, Winter) - deutlich sichtbar (siehe Abb. 5.8).

Windgeschwindigkeit am Gaisberg

Die Windgeschwindigkeit am Gaisberg scheint bei der Blitzverteilung ebenfalls eine große Rolle zu spielen. Beobachtungen vor Ort zufolge führen niedrige Windgeschwindigkeiten häufig dazu, dass sich der Turm selbst abschirmen und sich so vor Blitzeinschlägen schützen kann. Der Ablauf ist dabei wie folgt:

Über dem Mast bildet sich eine elektrisch geladenen Wolke oder die Wolke bewegt sich über den Turmstandort hinweg. Das elektrische Feld ist an der Turmspitze am höchsten

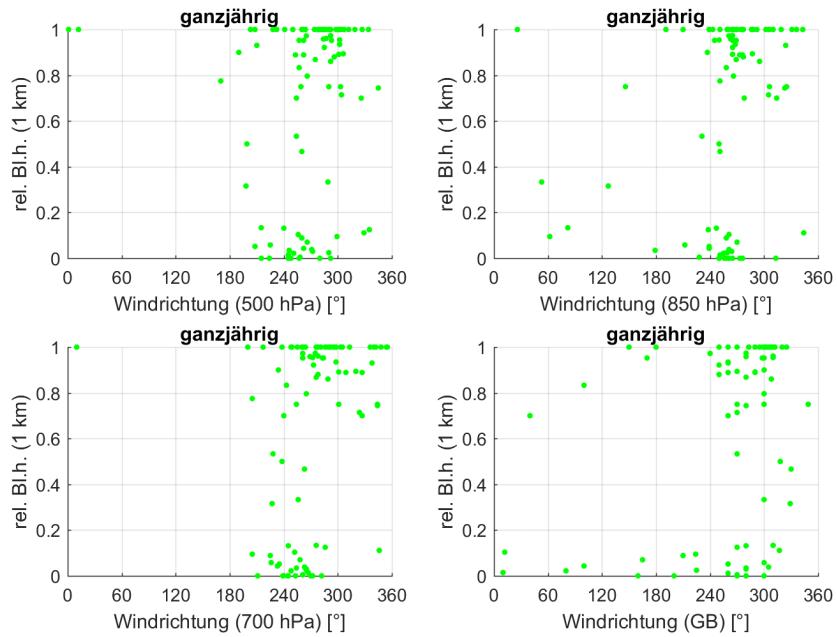


Abbildung 5.8: Korrelation der relativen Blitzdichte mit der Windrichtung in 500 hPa, 700 hPa und 850 hPa sowie Windrichtung direkt am Gaisberg (sowohl verwendete CLM-Hindcast-Daten als auch Messwerte unmittelbar **vor** Beginn des jeweiligen Blitzereignisses; **ganzjährig**).

und dort kommt es relativ bald zu sog. Sprühentladungen (ähnlich dem Elmsfeuer auf einem Berg). Dabei treten Ladungsträger aus und bilden eine Wolke von Ladungen rund um die Mastspitze.

Nun gibt es zwei Szenarien:

- **KEIN Wind:** Die Wolke von Ladungen um die Mastspitze führt dazu, dass die Feldstärke an den Metallspitzen reduziert wird und sich quasi ein Gleichgewicht einstellt. Man kann sich das auch so vorstellen, als würde man die Mastspitze durch eine größere Metallkugel ersetzen, an deren Oberfläche die Feldstärke gering ist (das ist der Grund, warum in Hochspannungshallen immer große Kugelelektroden verwendet werden, damit es zu keinen störenden Sprühentladungen an den Elektroden kommt). Durch die „Schirmwirkung“ der Ladungswolke kann sich keine oder nur sehr schwer eine Blitzentladung ausgehend von der Mastspitze bilden.
- **MIT Wind:** Wird diese Ladungswolke durch den Wind (laufend oder auch kurzfristig durch eine Böe) weggeblasen, fällt diese Schirmwirkung weg und es kann sich viel leichter eine Blitzentladung ausgehend von der Mastspitze ausbilden.

Nimmt die Windgeschwindigkeit also zu, wird diese 'Schutzhülle' verblasen und der Turm ist folglich einer größeren Gefahr von Blitzschlägen ausgesetzt. Dieses Bild zeigt

sich auch in den vorliegenden Daten relativ eindrucksvoll, wobei bei der Erstellung der Korrelationen aufgrund des größeren Datenumfanges auf die Werte des Windes aus dem CLM-Hindcast (im 850 hPa-Niveau) und nicht auf die Messwerte zurückgegriffen wurde, da eben für sehr viele Blitzereignisse keine Messwerte vorliegen. Zuvor wurden die Werte aus dem CLM-Hindcast aber mit den vorhandenen Messwerten abgeglichen und zwar - je nach Verfügbarkeit - für **alle** Zeitpunkte zwischen 2008 und 2015 (gemäß der 3-stündigen Auflösung des CLM-Hindcasts ergibt das pro Tag 8 Zeitpunkte: 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18 und 21 UTC; insgesamt also theoretisch knapp 24000 Zeitpunkte, an denen ein Vergleich möglich wäre, aufgrund der fehlenden Daten waren es letztendlich nur rund 12000). Wie in Abb. 5.9 zu sehen ist, ist der CLM-Hindcast durchaus im Stande, die Windgeschwindigkeit am Gaisberg mit einem einigermaßen zufriedenstellenden Ergebnis abzubilden. Der positive Bias lässt sich wohl am ehesten damit erklären, dass die 850er-Fläche in der Regel noch einmal um rund 100-200m über der Spitze des Gaisbergturms (1287+100m) liegt. Andererseits ist die Form des Gaisberg (Kegelform, allerdings mit plateauähnlicher Ebene ganz oben, die höchstwahrscheinlich auch dazu führt, dass Luftpakete den Gaisberg zum Teil auch überströmen müssen) wohl mitverantwortlich dafür, dass die Windgeschwindigkeit an der Turmspitze oftmals sogar höher ist als in 850 hPa, zudem ist die horizontale Auflösung des CLM-Hindcasts zu beachten. Unterm Strich ergibt sich jedenfalls in guter Näherung eine Normalverteilung (siehe Abb. 5.9, rechts).

Erstellt man nun die entsprechende Korrelation (ersichtlich in Abb. 5.10) aus mittlerer Windgeschwindigkeit in 850 hPa (Gaisberg) und der relativen Blitzdichte, untermauert dies die Feststellung, dass niedrige Windgeschwindigkeiten offenbar einer Abschirmung des Turms gegen Blitzschläge zuträglich sind. Im Gegensatz zur Korrelation mit Luftmassenparametern (siehe Abb. 5.11) erfolgt der Übergang von niedrigen zu hohen Blitzdichten bei der mittleren Windgeschwindigkeit nicht abrupt, sondern viel gleichmäßiger und stetiger, wenngleich die Streuung nach wie vor recht groß ist. Dass die Windgeschwindigkeit aber jedenfalls bedeutenden Einfluss auf die Blitzdichte ausübt, lässt sich angesichts der vorliegenden Daten nicht von der Hand weisen.

Luftmasse

Als weiteres, für die Gewitteraktivität äußerst wichtiges Indiz wird bei den Auswertungen die involvierte Luftmasse untersucht. Sie gibt im Wesentlichen Auskunft über den Energiegehalt der Luftmasse, der sich aus der inneren Energie (Temperatur) und der Energie des in der Luft enthaltenen Wasserdampfs (Verdampfungswärme) zusammensetzt. Für die Beschreibung der Luftmasse wurden folgende Parameter gewählt: Höhe der 0°C bzw. -10°C -Isotherme sowie Temperatur bzw. äquivalentpotentielle Temperatur jeweils im 850 hPa-Niveau, wobei all dieser Parameter dem CLM-Hindcast entnommen wurden. Es zeigt sich, dass diese Parameter eng mit der Blitzverteilung rund um den Gaisberg verknüpft

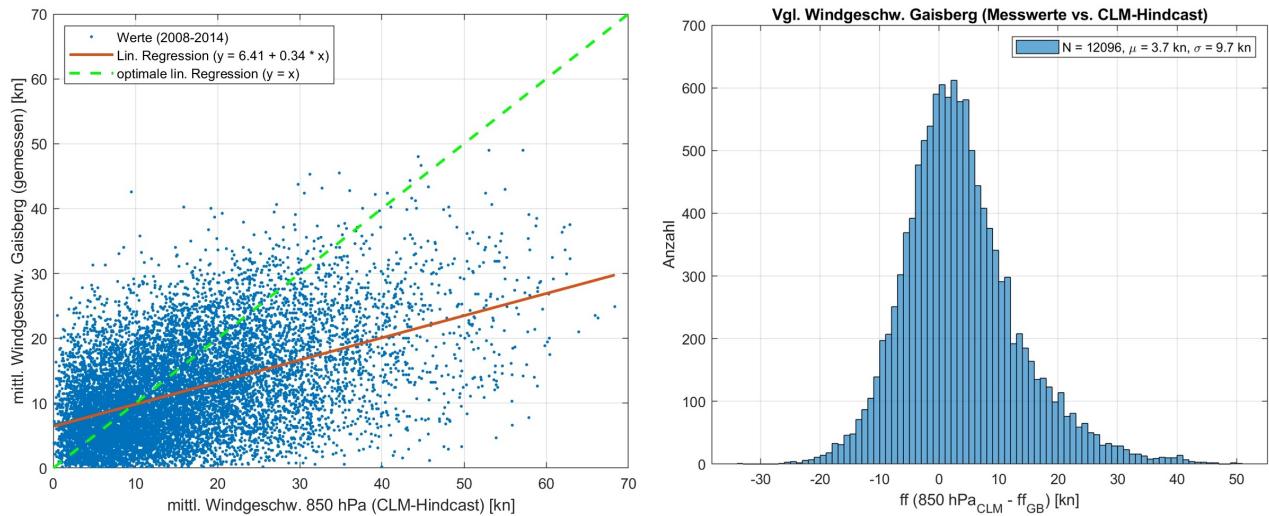


Abbildung 5.9: Vergleich der gemessenen mittl. Windgeschwindigkeit am Gaisbergturm mit jener aus dem CLM-Hindcast in 850 hPa (Zeitraum 2008 bis 2015); **links**: Streudiagramm mit Ausgleichsgerade, **rechts**: Häufigkeitsverteilung d. Differenz aus mittlerer Windgeschw. (CLM-Hindcast) und mittlerer Windgeschw. (Gaisberg, gemessen)

sind. Wie in Abb. 5.11 deutlich zu sehen ist, gehen Gewitter bei θ_e -Werten von unter 310K (entspricht einer Lufttemperatur am Gaisberg von etwa 5°C) fast immer mit einer hohen relativen Blitzdichte einher, während energiereichere Luftmassen zusehends häufiger auch im Umland Blitzschläge auslösen und die relative Blitzdichte abnimmt. Interessant ist weiters, dass im betrachteten Zeitraum kein einziger Blitz bei einer äquivalentpotentiellen Temperatur von unter 280K (knapp -10°C am Gaisberg) aufgetreten ist. Entweder führen noch energieärmere Luftmassen dazu, dass für Gewitterbildung zu wenig Energie bzw. Feuchtigkeit in der Atmosphäre vorhanden ist oder aber das Ladungszentrum, welches in erster Linie mit der Temperaturverteilung korreliert und zu deren Entstehung auch Hydrometeore im flüssigen Aggregatzustand notwendig sind, liegt zu tief, um effektiv in die Blitzverteilung rund um den Gaisberg einzugreifen bzw. um überhaupt noch Blitzentladungen zuzulassen.

Auffällig ist, dass, obwohl die Luftmasse eine wichtige Rolle bei der Blitzverteilung spielt, während des Winterhalbjahres dennoch keine Abhängigkeit der relativen Blitzdichte von der involvierten Luftmasse erkennbar ist und auch, dass die äquivalent-potentiellen Temperaturen der gewitterbringenden Luftmassen im Wesentlichen in einem recht engen Spektrum zwischen 280 und 300K liegen (vgl. dazu Abb. 5.12). Anscheinend ist es also so, dass, falls die übrigen Bedingungen für Blitzeinschläge gegeben sind (Anströmung, Hebung durch Front, Luftsichtung), die Luftmasse keinen Einfluss auf die Blitzverteilung hat, solange die äquivalentpotentielle Temperatur in einem gewissen Bereich liegt. Umgekehrt könnte man auch formulieren, dass energiereichere Luftmassen zunächst nicht dazu führen, dass relativ gesehen mehr Blitze in der Umgebung des Turms einschlagen. Erst

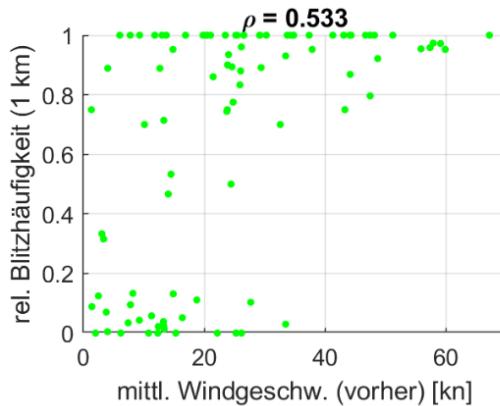


Abbildung 5.10: Korrelation der relativen Blitzdichte mit der mittleren Windgeschwindigkeit in 850 hPa (CLM-Hindcast-Daten unmittelbar **vor** Beginn des jeweiligen Blitzerignisses; ganzjährig).

ab θ_e -Werten von etwa 320K, die ausschließlich während des Sommerhalbjahres erreicht werden, erfolgt ein eklatanter Sprung und der Turm verliert seinen Einfluss nahezu zur Gänze (siehe u.a. Abb. 5.11).

Stabilität während der Gewitterfälle (untere Atmosphäre)

Essentiell für die Entstehung von Gewittern ist eine labil geschichtete Atmosphäre. Die labile Luftsicht kann sich dabei bis zum Boden erstrecken oder aber auch nur einen darüberliegenden Teil der Atmosphäre betreffen, während die bodennahen Schichten gleichzeitig stabil geschichtet sind (in letzterem Fall spricht man üblicherweise von sog. *elevated convection*). In der vorliegenden Arbeit wurde einerseits versucht, die Blitz einschläge am Gaisberg anhand der bodennahen Luftsichtung, andererseits auch anhand der Luftsichtung in der mittleren Atmosphäre genauer zu analysieren. Für die bodennahe Analyse wurden dabei die Temperaturwerte des Flughafens Salzburg und der Wetterstation des *Hydrographischen Dienstes des Landes Salzburg* am Gaisberg verwendet, für jene der mittleren Atmosphäre die CLM-Hindcast-Daten für die beiden Hauptdruckflächen 850 resp. 500 hPa.

Bei der bodennahen Analyse (Flughafen Salzburg, Gaisberg) im Sommer zeigt sich dabei folgendes Bild (siehe hierzu auch Abb. 5.13): während vor den Gewittern die Schichtung, unabhängig von der relativen Blitzdichte, in der Regel feucht labil ist, kristallieren sich nach Ende der Blitzaktivitäten zwei Schwerpunkte heraus. Dabei konzentrieren sich niedrige relative Blitzdichten (sommerliche Fälle) vermehrt um jene Temperaturdifferenz, die einer feuchtadiabatischen Schichtung zwischen dem Salzburger Flughafen und dem Gaisberg entspricht, während hohe Blitzdichten, die ja ein Hinweis auf winterliche Luftmassen außerhalb des Winterhalbjahres sind, eher im feuchtlabilen Segment verbleiben.

Das könnte u.a. damit zu tun haben, dass letztere Fälle in der Regel charakteristisch für

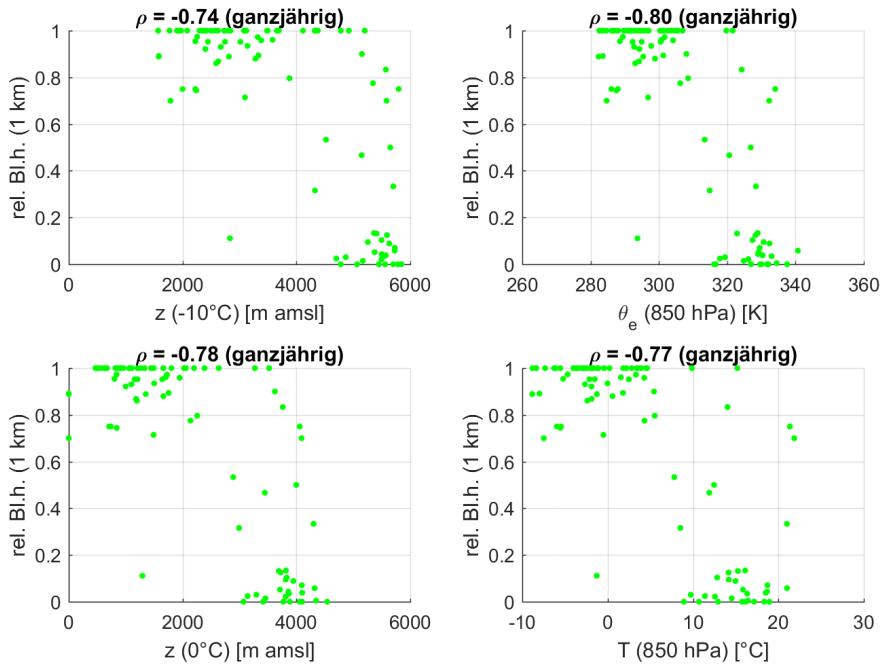


Abbildung 5.11: Korrelation der relativen Blitzdichte mit der Höhe der 0°C bzw. -10°C -Isotherme sowie Temperatur bzw. äquivalentpotentielle Temperatur jeweils im 850 hPa-Niveau (verwendete CLM-Hindcast-Daten unmittelbar **nach** Ende des jeweiligen Blitzereignisses; ganzjährig).

Frontengewitter sind, bei denen eine Abkühlung in allen Höhen stattfindet und die Temperaturdifferenz somit weitgehend unverändert bleibt. Beobachtungen zeigen, dass die Atmosphäre oftmals nach solchen Gewittern noch feuchtlabil geschichtet bleibt (Höhenkaltluft). Im Gegensatz dazu treten im Hochsommer vermehrt Luftmassengewitter auf, die häufig nur durch Konvergenzen, nicht aber durch einen Luftmassenwechsel ausgelöst werden. Das Fehlen einer effektiven Abkühlung in der freien Atmosphäre bzw. ein verstärkter Temperaturrückgang in Bodennähe während eines Gewitters (Stichwort: Überadiabasie!) könnte erklären, wieso nach hochsommerlichen Blitzereignissen, die üblicherweise mit niedrigen Blitzdichten einhergehen, die Schichtung ein wenig stabiler wird. Es entspricht auch den Beobachtungen, dass nach Luftmassengewittern im Sommer in der Regel keine weiteren Gewitter mehr auftreten, sofern nicht z.B. durch eine nachrückende Front der notwendige Hebeungsantrieb bereitgestellt wird.

Während der Wintermonate (November bis April) schaut das Bild ähnlich aus, auch hier ist zumindest eine leichte Stabilisierung im Zuge von Gewitteraktivität zu beobachten. (siehe Abb. 5.13).

Stabilität während der Gewitterfälle (mittlere Atmosphäre)

Bei der Analyse der Stabilität zwischen den beiden Hauptdruckflächen 850 und 500 hPa

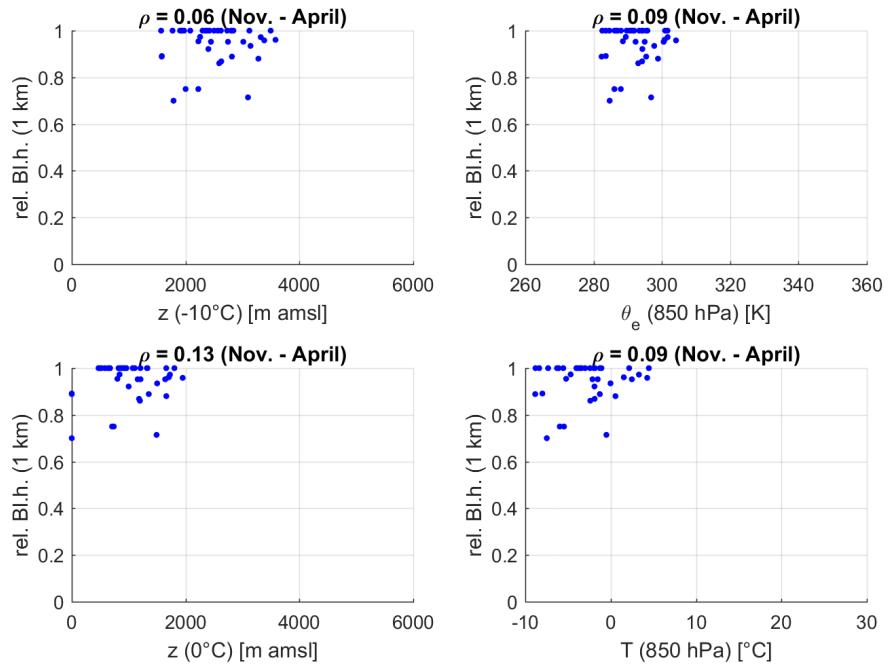


Abbildung 5.12: Korrelation der relativen Blitzdichte mit der Höhe der 0°C bzw. -10°C -Isotherme sowie Temperatur bzw. äquivalentpotentielle Temperatur jeweils im 850 hPa-Niveau (verwendete CLM-Hindcast-Daten unmittelbar **nach** Ende des jeweiligen Blitzereignisses; November bis April).

zeigt sich sowohl bei den Winter- als auch Sommerfällen wenig überraschend, dass die Atmosphäre vor Beginn der Gewitter üblicherweise feuchtlabil geschichtet ist und speziell im Sommer eine erkennbare Stabilisierung nach Ende der Blitzaktivität zu sehen ist (siehe Abb. 5.14). Interessanter ist aber der Umstand, dass in dem betrachteten Zeitraum auch bei stabiler Schichtung immer wieder Gewitter aufgetreten sind. Im Sommer könnte dies damit erklärt werden, dass Labilität oftmals bodennah (durch starke Sonneneinstrahlung) generiert wird und aufsteigende Luftpakete in weiterer Folge auch eine darüberliegende stabile Luftsicht überwinden können. Im Winter wiederum spielt sich Konvektion generell in tieferen Atmosphärenschichten ab, sodass die 500 hPa-Fläche teilweise gar keine wesentliche Rolle bei der Gewitterentstehung spielt und verhältnismäßig hohe Temperaturen in dieser Höhe, die eine stabile Schichtung zwischen 850 und 500 hPa suggerieren, auf Konvektion keinen Einfluss ausüben. Viele Wintergewitter am Gaisberg treten ja offenbar an der Vorderseite von Kaltfronten auf - also zu einem Zeitpunkt, wo in 500 hPa noch überhaupt keine Abkühlung stattfindet und die Schichtung somit stabil wirkt.

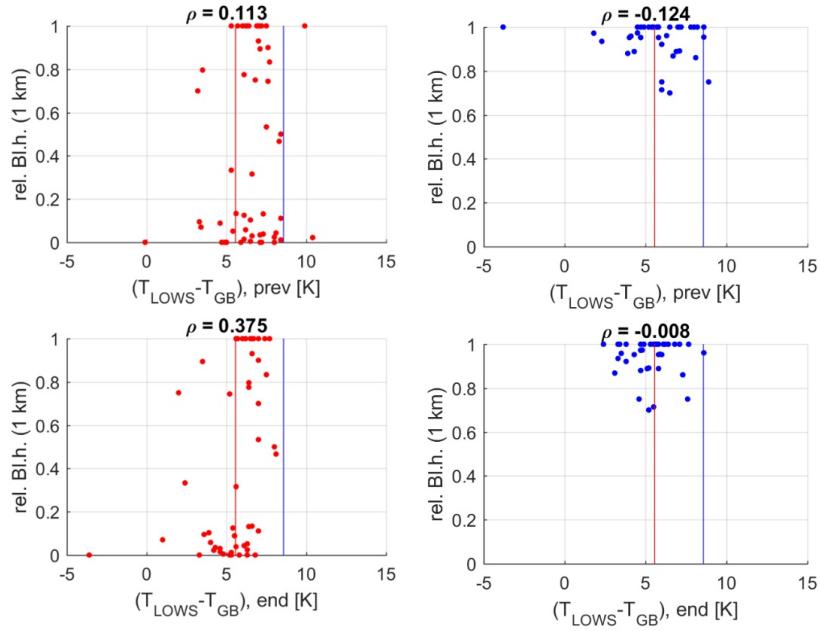


Abbildung 5.13: Korrelation der rel. Blitzdichte mit der Temperaturdifferenz zw. LOWS (Flughafen Salzburg) und Gaisberg (Messwerte an den Standorten unmittelbar **vor** Beginn (oben) bzw. **nach** Ende (unten) des jeweiligen Blitzereignisses; **links**: Mai bis Okt., **rechts**: November bis April). Die blaue und rote vertikale Linie repräsentieren die Temperaturdifferenz im Falle einer trockenadiabatischen (blau; $-1\text{K}/100\text{m}$) resp. feuchtadiabat. (rot; $-0.65\text{K}/100\text{m}$) Durchmischung zwischen LOWS und dem Gaisberg.

5.3 Häufigkeitsverteilungen von meteorologischen Parametern am Gaisberg bei erhöhter Feldstärke

Bei den bisherigen Vergleichen zwischen Sommer und Winter, die sich immer auf die relative Blitzdichte um den Gaisberg beziehen, muss Folgendes beachtet werden: da man davon ausgehen muss, dass im Winter die Blitzeinschläge direkt vom Turm ausgelöst werden, während naturgemäß im Umland keine Blitze auftreten (es gibt ja keinen Turm), ist es wenig verwunderlich, dass hohe relative Blitzdichten in erster Linie im Winter vorkommen. Und gemäß Auswahlkriterium (Blitz im 10km -Radius um den GB) führt das zu einer gewissen Verzerrung. Darum soll bei den folgenden Auswertungen ein etwas neutralerer Parameter als Referenz herangezogen werden: die Feldstärke, die von der Feldmühle am Gaisberg kontinuierlich gemessen wird. Es gibt dabei zwei verschiedene Datensätze, die sich in ihrer Auflösung unterscheiden, jener mit der höheren Auflösung (rund 10 Messwerte s^{-1}) war aber nicht durchgehend verfügbar, sodass auf die Daten mit niedrigerer Auflösung zurückgegriffen werden musste (1 Messwert min^{-1}).

Mittels dieser Feldstärkedaten wurde in einem ersten Schritt für alle 148 Blitzschlagergebnisse am Gaisberg zwischen 2008 und September 2014 die zugehörige Amplitude ermittelt. Ziel war es, jenen (niedrigsten) Wert zu finden, der praktisch bei allen Blitzen

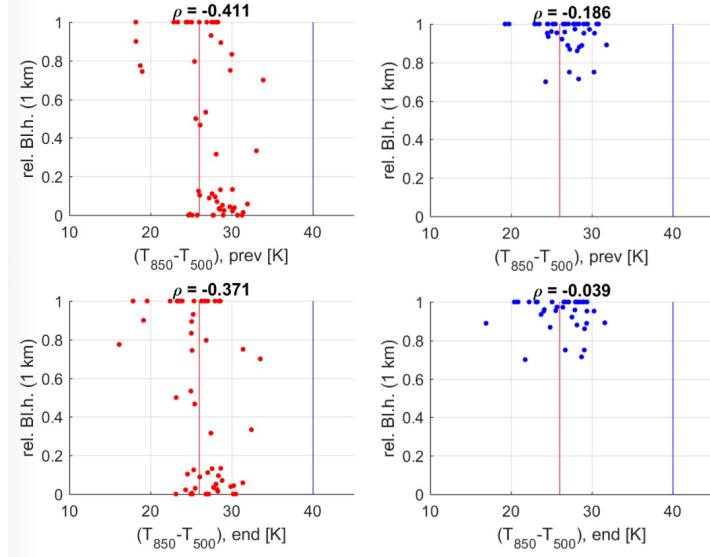


Abbildung 5.14: Korrelation der rel. Blitzdichte mit der Temperaturdifferenz zwischen der 850 hPa und 500 hPa-Fläche (Werte stammen aus dem CLM-Hindcast unmittelbar **vor** Beginn (oben) bzw. **nach** Ende (unten) des jeweiligen Blitzereignisses; **links**: Mai bis Okt., **rechts**: November bis April). Die blaue und rote vertikale Linie repräsentieren die Temperaturdifferenz im Falle einer trockenadiabatischen (blau; $-1\text{K}/100\text{m}$) resp. feuchtabadiabatischen (rot; $-0.65\text{K}/100\text{m}$) Durchmischung zwischen den beiden Flächen.

überschritten wurde, um die Daten anschließend in zwei Grundgesamtheiten aufzuteilen:

- Zeitpunkte mit erhöhter Feldstärke, aber keiner Blitzentladung am Gaisberg
- Zeitpunkte mit erhöhter Feldstärke und Blitzentladung am Gaisberg

Da leider auch die groben Feldmühledaten nicht vollständig waren, konnte letztendlich für insgesamt 109 Ereignisse die dazugehörige Amplitude der Feldstärke gefunden werden, deren Verteilung in Abb. 5.15 abgebildet ist. Wie man sieht, ist die Streuung erheblich: während zum Teil schon bei Amplituden von unter 5 kV/m Blitzschläge in den Sendeturm aufgetreten sind, gibt es am anderen Ende des Spektrums auch Gewitter mit einer minimalen Amplitude von über 70 kV/m. Um nicht allzu viele Blitzereignisse zu verlieren und gleichzeitig aber auch nicht zu viele gewitterfreie Tage mit erhöhter Feldstärke zu erhalten, wurde der Schwellwert letztlich mit 4kVm^{-1} festgelegt; 9 der 109 Blitzereignisse wurden damit ebenfalls aussortiert, denn deren Amplitude war noch geringer. Übrig blieben somit insgesamt 100 Blitzereignisse sowie 1750 Ereignisse mit erhöhter Feldstärke und keinem Blitzschlag (siehe auch Tab. 5.1). Als 'Ereignis' bzw. 'Fall' gilt dabei jeder beliebige Zeitpunkt, an dem die Feldstärke den Schwellwert von 4kVm^{-1} überschritten hat, einzelne Tage können somit auch mehrfach gezählt werden.

Bei den so entstandenen Datensätzen bzw. deren jeweiligen Ereignissen wurden in weiterer Folge mittels CLM-Hindcast wieder diverse meteorologische Parameter zugeordnet. Die Frage, die sich stellt, lautet: unterscheiden sich die Verteilungen der Parameter

	Anzahl (Blitz)	Anzahl (kein Blitz)
Sommer	36	1045
Winter	64	705
ganzjährig	100	1750

Tabelle 5.1: Auflistung der verfügbaren Fälle erhöhter Feldstärke nach Jahreszeiten (2008-2014). Erklärung siehe Text.

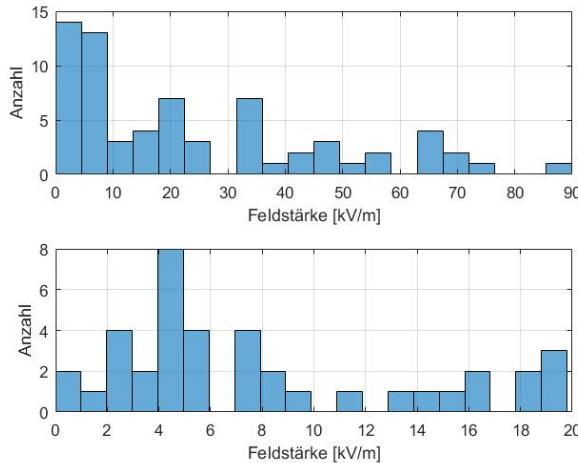


Abbildung 5.15: Häufigkeitsverteilung der Amplituden der Feldstärke für alle 76 Blitzschlagereignisse am Gaisberg zwischen Jänner 2008 und September 2014. Die Abbildungen oben und unten unterscheiden sich lediglich durch eine unterschiedliche Skalierung der Abszisse.

für beide Grundgesamtheiten signifikant, beispielsweise die Lage der 0°C-Grenze? Worin liegen die Unterschiede zwischen Situationen mit hoher Feldstärke und Blitzschlägen in den Turm und Tagen mit hoher Feldstärke und **keinen** Blitzeinschlägen?

So wie schon bei den Auswertungen in Kap. 5.2, liegt das Hauptaugenmerk bei der Wahl der meteorologischen Parameter auch bei dieser Art der Untersuchung wiederum auf jenen, die insbesondere Luftmasse und Windverhältnisse beschreiben. Zudem wurden die Daten wieder in Sommer- bzw. Wintermonate unterteilt. Im Folgenden sollen nun einzelne Plots betrachtet und interpretiert werden.

Windverhältnisse bei erhöhter Feldstärke

Folgende Parameter wurden bzgl. Windverhältnisse genauer unter die Lupe genommen:

- Windrichtung in 850 hPa / 700 hPa / 500 hPa
- mittlere Windgeschwindigkeit in 850 hPa / 700 hPa / 500 hPa

Bei der Analyse der am Gaisberg bei Auftreten von hohen Feldstärken vorherrschenden Windrichtungen sowie Windgeschwindigkeiten zeigt sich, dass sich die zwei Grundgesamt-

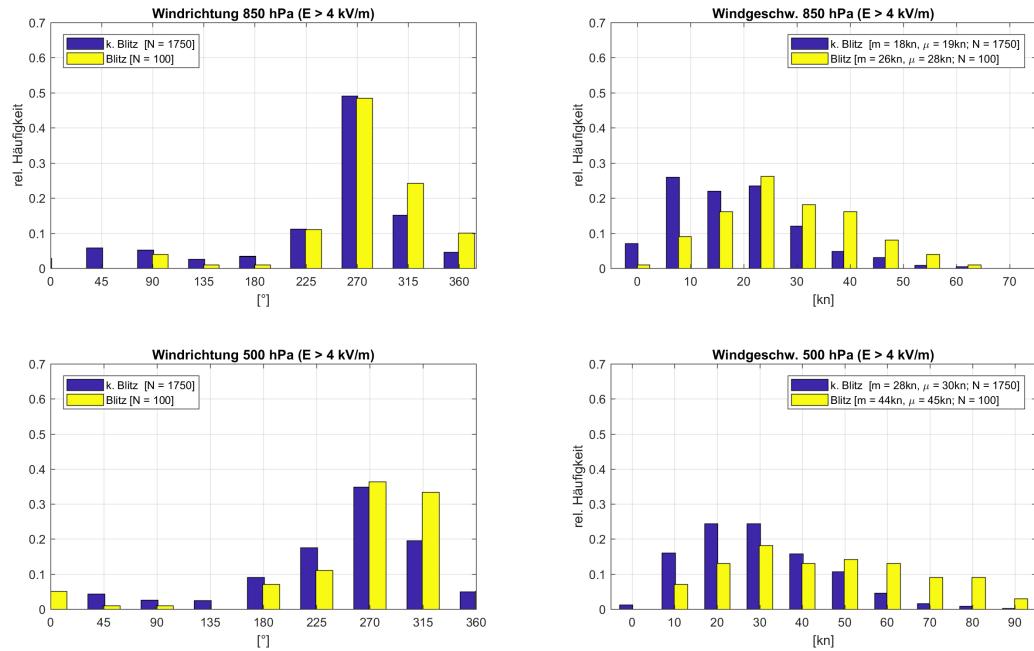


Abbildung 5.16: Relative Häufigkeitsverteilungen der Windrichtungen sowie der mittleren Windgeschwindigkeiten in 850 bzw. 500 hPa am Gaisberg für alle Zeitpunkte zwischen Jänner 2008 und September 2014, an denen die Feldstärke 4 kV/m überschritten hat (**ganzjährig**). Zusätzlich sind Median (m), Mittelwert (μ) und Anzahl der betrachteten Fälle angegeben. **Blau**: kein Blitzschlag am Gaisberg, **gelb**: mindestens ein registrierter Blitzschlag in die Messvorrichtung am Gaisberg. Datenquelle: CLM-Hindcast der ZAMG

heiten (kein Blitzschlag vs. Blitzschlag am Gaisberg) insbesondere hinsichtlich der Windgeschwindigkeit im Gaisbergniveau unterscheiden (siehe Abb. 5.16 rechts oben). Niedrigere Windgeschwindigkeiten führen ganz offensichtlich häufiger zu keinen Blitzeinschlägen am Turm. Bei den aufgetretenen Windrichtungen unterscheiden sich die zwei Grundgesamtheiten wesentlich weniger; eine leichte Tendenz zu Blitzeinschlägen ist aber besonders um 315° erkennbar (sowohl in 850, als auch in 500 hPa). Zusammengefasst lässt sich also festhalten, dass bei hohen Feldstärken - ungeachtet der Luftmasse - ein Blitzschlag umso wahrscheinlicher ist, je höher die mittlere Windgeschwindigkeit am Gaisberg ist und je mehr die Windrichtung auf Nordwest bzw. Nord dreht. Zwar sind in Abb. 5.16 ganzjährig ermittelte Ergebnisse zu sehen. Unterteilt man die Daten in Sommer und Winter, bleibt die wesentlichste Aussage aber weiterhin erhalten: je höher die mittlere Windgeschwindigkeit (insbesondere auch am Gaisberg selbst) ist, desto eher kann man bei hoher Feldstärke mit einem Blitzschlag rechnen, förderlich ist zudem eine Windrichtung zwischen rund 270 und 360° . Um die Arbeit nicht unnötig aufzublähen, wurde darauf verzichtet, noch mehr Abbildungen diesbezüglich einzubinden; sie stehen interessierten Lesern aber natürlich zur Verfügung.

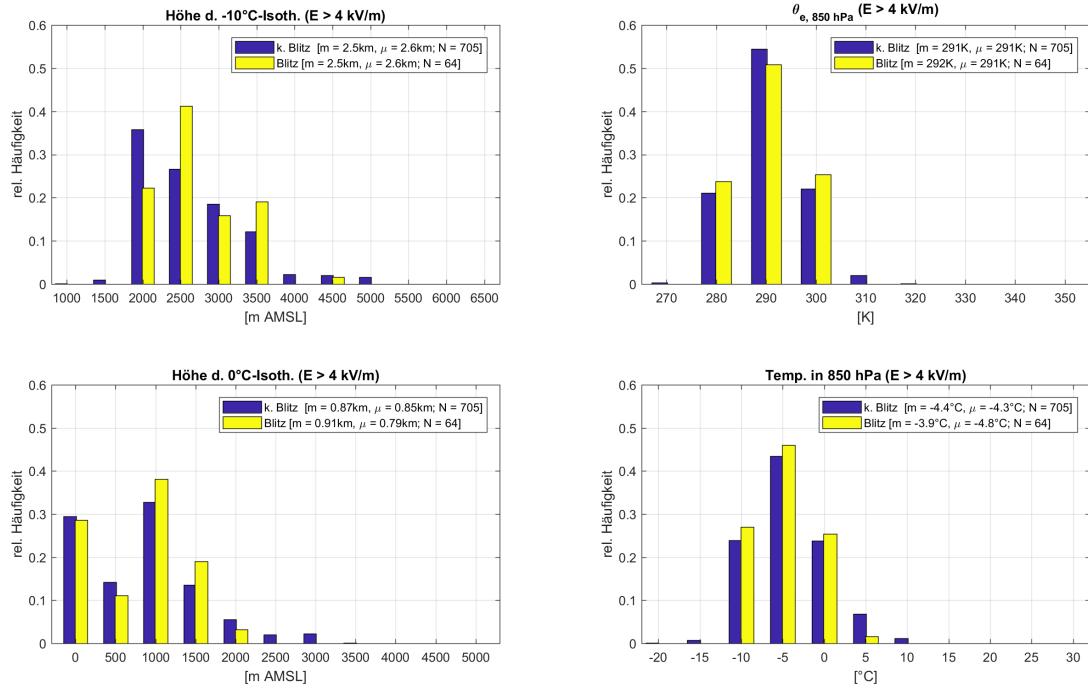


Abbildung 5.17: Rel. Häufigkeitsverteilungen d. Höhe der -10° bzw. 0° C-Isotherme sowie der Temperatur und äquivalentpot. Temp. in 850 hPa am Gaisberg für alle Zeitpunkte zw. Jänner 2008 und September 2014, an denen die Feldstärke 4 kV/m überschritten hat (**Nov.-April**). Zusätzlich sind Median (m), Mittelwert (μ) und Anzahl der betrachteten Fälle angegeben. **Blau:** kein Blitzschlag am Gaisberg, **gelb:** mindestens ein registrierter Blitzschlag in die Messvorrichtung am Gaisberg. Datenquelle: CLM-Hindcast der ZAMG

Luftmasse bei erhöhter Feldstärke

Aufgrund größerer Unterschiede zwischen Sommer und Winter sollen die Auswertungen in diesem Kapitel getrennt betrachtet werden. Untersucht wurden im Zusammenhang mit der Luftmasse folgende Parameter:

- Höhe der -10° C-Isotherme
- Höhe der 0° C-Isotherme
- Temperatur in 850 hPa / 700 hPa
- Äquivalentpotentielle Temperatur θ_e (850 hPa / 700 hPa)

Wie in Abb. 5.17 ersichtlich ist, zeigt sich, dass während des Winterhalbjahres die relativen Häufigkeitsverteilungen der vier angeführten Parameter für beide Grundgesamtheiten ziemlich gleich sind. Am größten ist der Unterschied bei der Höhe der -10° C-Isotherme: liegt jene um 2500m AMSL (also rund 1200m über dem Gaisberggipfel), ist bei erhöhter Feldstärke - relativ gesehen - deutlich häufiger mit Blitzschlägen zu rechnen. Interessant ist, dass der Anteil der blitzlosen Fälle überwiegt, falls die -10° C-Grenze noch

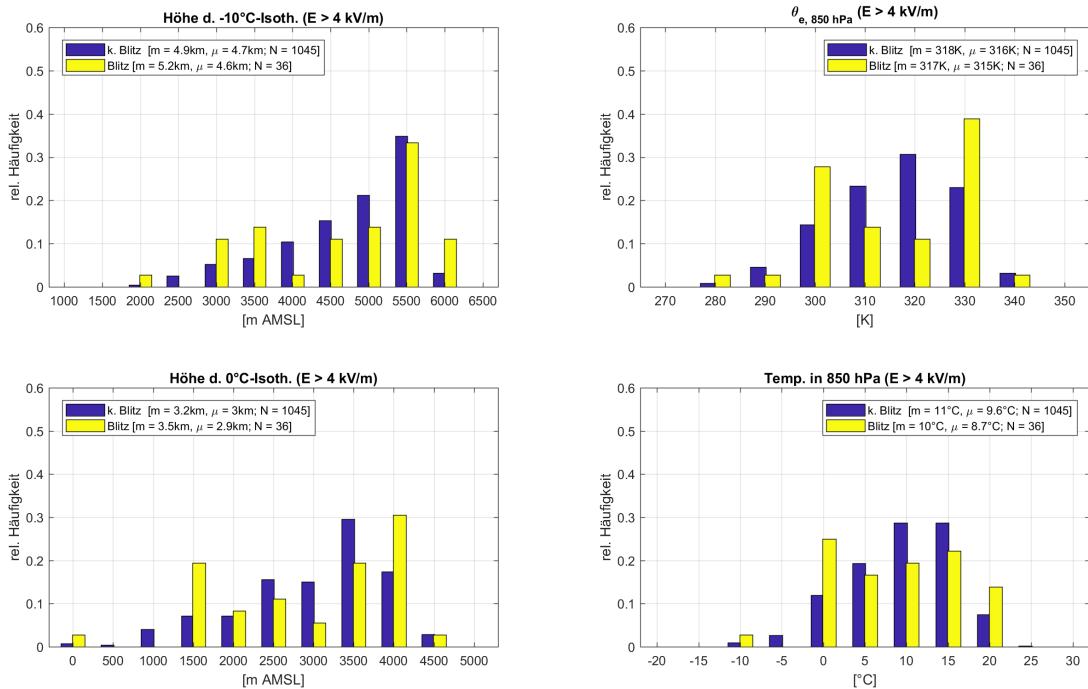


Abbildung 5.18: Rel. Häufigkeitsverteilungen d. Höhe der -10° bzw. 0°C -Isotherme sowie der Temperatur und äquivalentpot. Temp. in 850 hPa am Gaisberg für alle Zeitpunkte zw. Jänner 2008 und September 2014, an denen die Feldstärke 4 kV/m überschritten hat (**Mai-Oktober**). Zusätzlich sind Median (m), Mittelwert (μ) und Anzahl der betrachteten Fälle angegeben. **Blau:** kein Blitzschlag am Gaisberg, **gelb:** mindestens ein registrierter Blitzschlag in die Messvorrichtung am Gaisberg. Datenquelle: CLM-Hindcast der ZAMG

tiefer liegt (um 2000m AMSL). Ein deutlich schwächeres Signal liefert recht überraschend die Lage der 0°C -Isotherme, hier treten kaum nennenswerte Unterschiede zwischen 'Blitz' und 'kein Blitz' auf; angesichts der Höhe des Gaisbergs (1287m) lässt sich aber festhalten, dass die 0°C -Grenze in den meisten Fällen ohnehin unter Gipfelniveau angesiedelt ist.

Während des Sommerhalbjahres zeigen sich im Gegensatz zum Winter größere Unterschiede bei den jeweiligen relativen Häufigkeitsverteilungen, insgesamt ist das Bild aber recht verwaschen. Bei den Ereignissen erhöhter Feldstärke, die auch von Blitzschlägen begleitet wurden, zeigen sich aber im Prinzip zwei Schwerpunkte: einerseits recht energiearme Luftmassen (mit entsprechend tief gelegenen 0 bzw. -10° -Isothermen, siehe Abb. 5.18 rechts oben), andererseits ist auch ein Schwerpunkt bei sehr warmen bzw. energiereichen Luftmassen erkennbar. Zwischen diesen Schwerpunkten überwiegen großteils jene Fälle, an denen die Feldstärke zwar erhöht war, es aber zu keiner Blitzentladung am Gaisberg gekommen ist.

CAPE bei erhöhter Feldstärke

Betrachtet man die Werte des CAPE (genauer gesagt: MUCAPE), wiederum berechnet aus dem CLM-Hindcast, kann man zwei gänzlich unterschiedliche Verteilungen für die

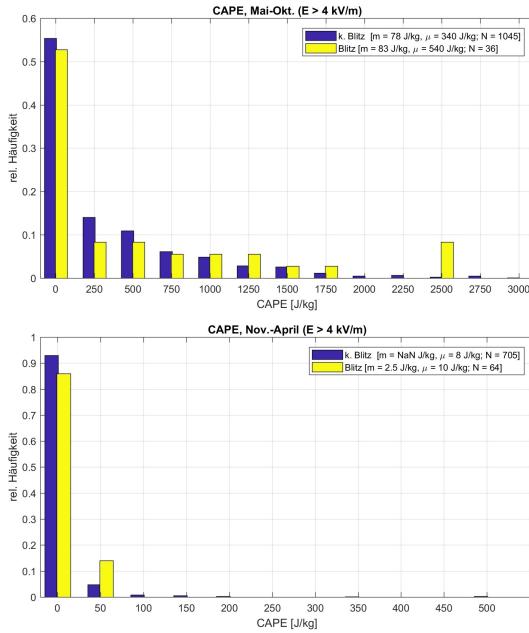


Abbildung 5.19: Rel. Häufigkeitsverteilungen von CAPE am Gaisberg für alle Zeitpunkte zw. Jänner 2008 und Sept. 2014, an denen die Feldstärke 4 kV/m überschritten hat. **Oben:** Mai-Oktober, **unten:** Nov.-April. Zusätzlich sind jeweils Median (m), Mittelwert (μ) und Anzahl der betrachteten Fälle angegeben. **Blau:** kein Blitzschlag am Gaisberg, **gelb:** mind. ein registrierter Blitzschlag in die Messvorrichtung am Gaisberg. Datenquelle: CLM-Hindcast/ZAMG

winterliche (nicht-konvektive) bzw. sommerliche (konvektive) Saison ausmachen (siehe Abb. 5.19). Im Winter ergeben sich für praktisch alle betrachteten Fälle (unabhängig davon, ob es Blitzschläge am Gaisberg gegeben hat oder 'nur' die Feldstärke erhöht war) CAPE-Werte von unter 100 J/kg, meist ist CAPE ohnehin gleich null.

Dieser Umstand ist allerdings wenig verwunderlich, da CAPE in den mittleren Breiten während des Winters schwer generiert werden kann (schwache Sonneneinstrahlung, bodennah meistens recht trocken). Anders erwartungsgemäß im Sommer: hier treten zum Teil auch CAPE-Werte von über 1000 J/kg, wobei mehr als die Hälfte der Fälle (sowohl für 'Blitz' als auch 'kein Blitz') bei Werten von rund 0 J/kg angesiedelt ist. Das mag einerseits der Sensibilität der Berechnung von CAPE gegenüber kleinen Schwankungen bei Temperatur- bzw. Feuchtverhältnissen geschuldet sein, andererseits spielt natürlich auch die Auflösung der Topographie im CLM-Hindcast mit, sodass lokale Effekte, die den Aufbau von CAPE fördern, nicht berücksichtigt werden. Dennoch sieht man, dass mit steigenden CAPE-Werten eher ein leichter Rückgang der Anzahl der beobachteten Fälle mit erhöhter Feldstärke einhergeht; interessant ist allenfalls noch das lokale Maximum für Blitzfälle bei rund 2500 J/kg, bei sehr labilen Verhältnissen steigt die Wahrscheinlichkeit für Blitzschläge am Gaisberg also wieder. Man sollte allerdings die absolute Anzahl an Fällen nicht aus den Augen verlieren: im Zeitraum Jänner 2008 bis September 2014 gab

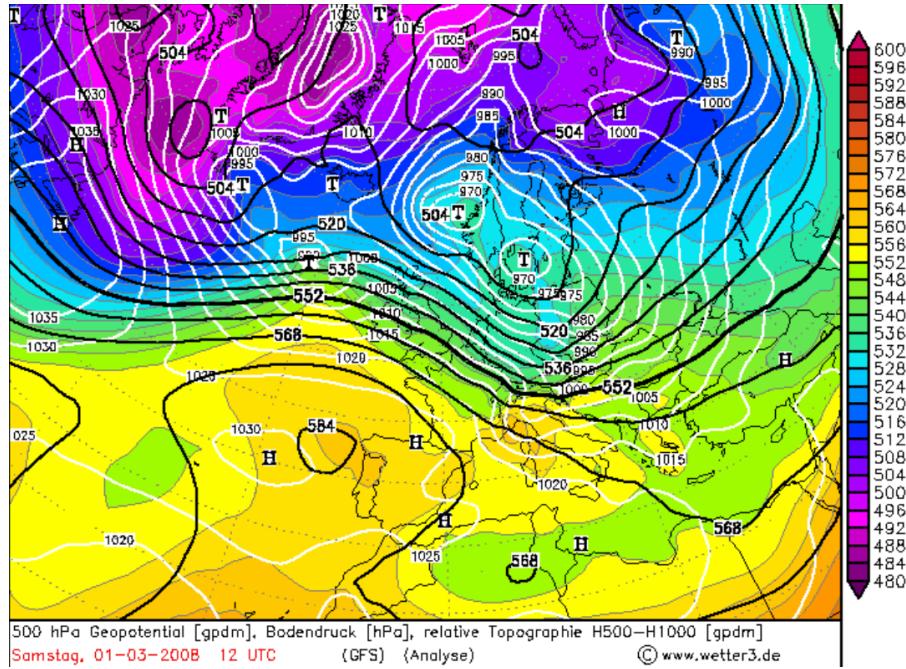


Abbildung 5.20: Großwetterlage über Europa am 1.3.2008, 12z. Datenquelle: www.wetter3.de/Archiv

es lediglich 59 Blitzfälle während der Sommermonate (also rund 8 pro Jahr) und nur 36 Ereignisse, zu denen es auch entsprechende Feldmühledaten gibt. Allzu große Unterschiede treten zwischen den beiden Grundgesamtheiten beim Parameter CAPE jedenfalls nicht auf.

5.4 Fallbeispiele

Ergänzend zu den Auswertungen in Kap. 5 sollen in diesem Kapitel nun noch zwei Fallbeispiele herausgegriffen werden.

5.4.1 Der 1. März 2008 - Orkan Emma

Einleitung

Als erstes Beispiel soll, stellvertretend für all jene Ereignisse, die besonders am Gaisberg selbst und weniger in der Umgebung Blitzschläge verursachen, der 1. März 2008 genauer betrachtet werden. An diesem Tag überquerte das Orkantief 'Emma' weite Teile Europas und im Zuge dessen wurden am Gaisberg so viele Blitze beobachtet wie an keinem anderen Tag. Insgesamt konnten (gemäß OVE-Datenbank) mittels Messvorrichtung am Turm 27 Blitze gemessen werden, in der Datenbank werden aber mehrere Strokes schon zu einer einzigen Blitzenentladung zusammengefasst; die Blitzortung selbst verzeichnete rund 140 Blitzeinschläge direkt am Gaisberg (siehe Abb. 5.22), wobei der Großteil zwischen 10:21

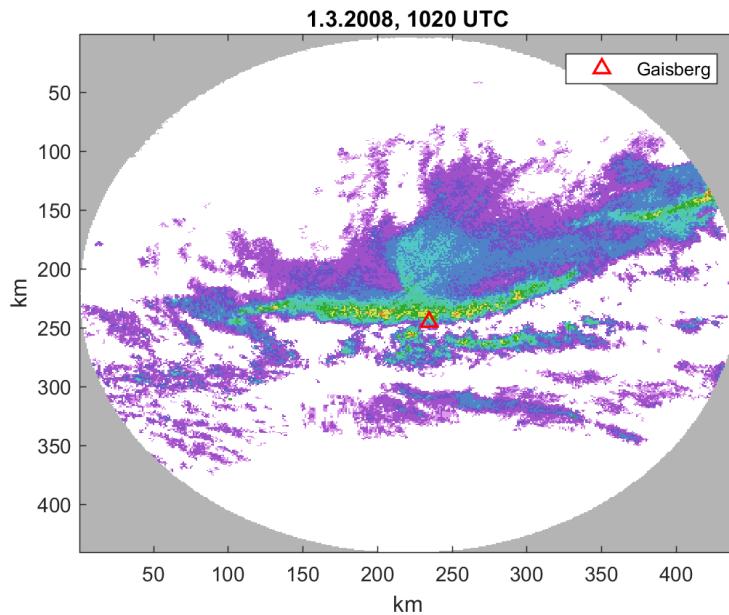


Abbildung 5.21: Radarbild der österr. Flugsicherung (AustroControl) während des Kaltfrontdurchgangs von Orkan EMMA am 1.3.2008 (Max-CAPPI-Darstellung; Datenquelle: AustroControl)

UTC und 10:47 aufgetreten ist. Interessant ist, dass nicht nur am Gaisberg selbst, sondern auch in der Umgebung zumindest einzelne Blitze aufgetreten sind - etwa nordwestlich von Salzburg. Die Häufung um den Gaisberg ist allerdings äußerst auffällig und verdeutlicht seinen Einfluss auf die Blitzverteilung.

Großwetterlage und Ablauf des Blitzereignisses

Vom Ostatlantik her erstreckt sich ein Hochdruckgebiet über die Iberische Halbinsel bis ins Mittelmeer, während über weiten Teilen Nordeuropas Tiefdruckeinfluss herrscht (siehe Abb. 5.20). Mitteleuropa befindet sich genau im Übergangsbereich in einer äußerst kräftigen nordwestlichen Höhenströmung, in die das bereits erwähnte Orkantief 'Emma' mit Zentrum über der Ostsee eingebettet ist.

Um die Mittagszeit des 1.3.2008 erfasst dessen gewittrige Kaltfront, die selbst im Flachland vielfach Orkanböen verursacht (z.B. Chemnitz 151 km/h, Salzburg und Wien 140 km/h, am Wendelstein wurden gar 223 km/h gemessen) den Großraum Salzburg (Welzenbach, 2012). Die ersten Blitzentladungen wurden am Gaisberg schon um 10:21 UTC registriert, also noch vor Kaltfrontdurchgang, denn die Höchsttemperatur (9.8°C) wurde erst um 10:30 UTC gemessen, dazu gab es Böen von 38.8 m/s aus 280° (Datenquelle: Wetterstation am Gaisberg des Landes Salzburg)

Zum fraglichen Zeitpunkt liegen leider weder Feldmühle-, noch Distrometer- noch MRR-Daten vor, aber zumindest Radarbilder der österreichischen Flugsicherung AustroControl sowie CLM-Hindcasts sind vorhanden. Die langgestreckte, gewittrig durchsetzte Linie an

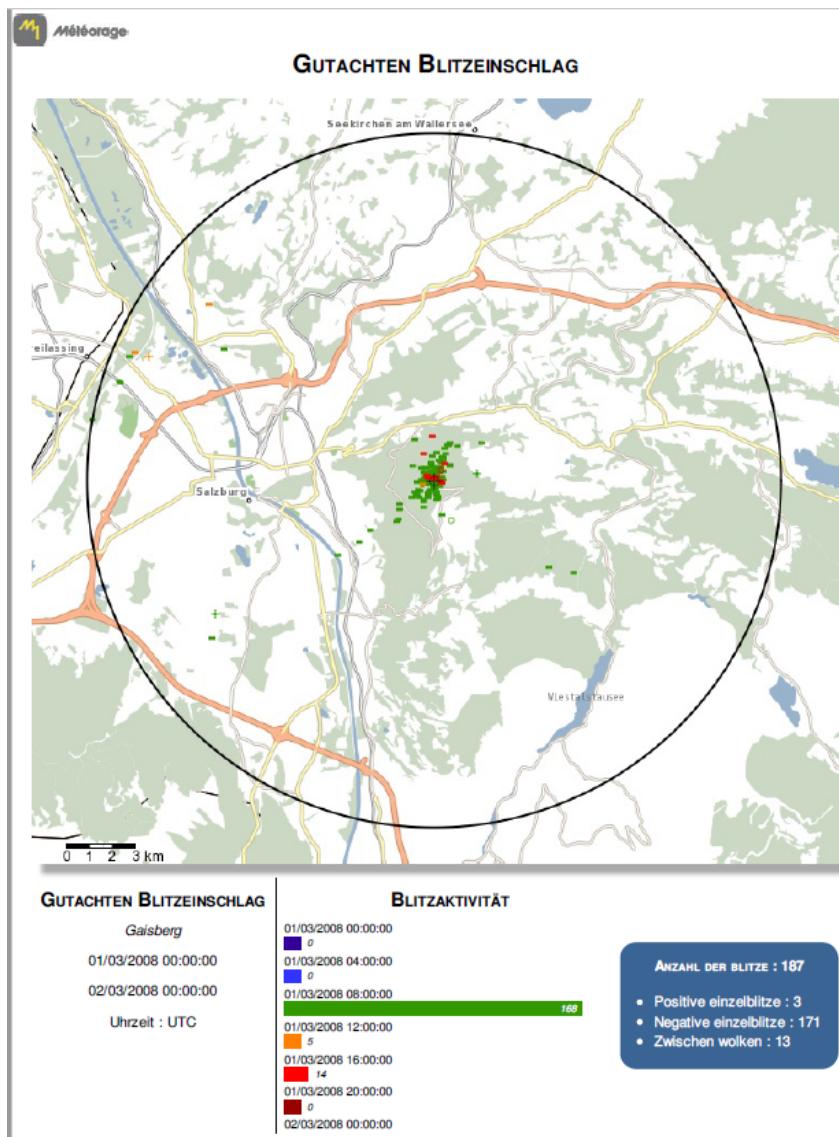


Abbildung 5.22: Übersicht über alle von ALDIS detektierten Blitz einschläge zwischen 1.3.2008, 0z und 2.3.2008, 0z. Der Radius des schwarz eingezeichneten Kreises beträgt 10km, in dessen Mittelpunkt befindet sich der Gaisberg. Blitze werden abhängig von ihrem zeitlichen Auftreten unterschiedlich eingefärbt. '-' steht für negative CG-Blitze, '+' für positive CG-Blitze, 'o' für CC-Blitze. Datenquelle: OVE/ALDIS

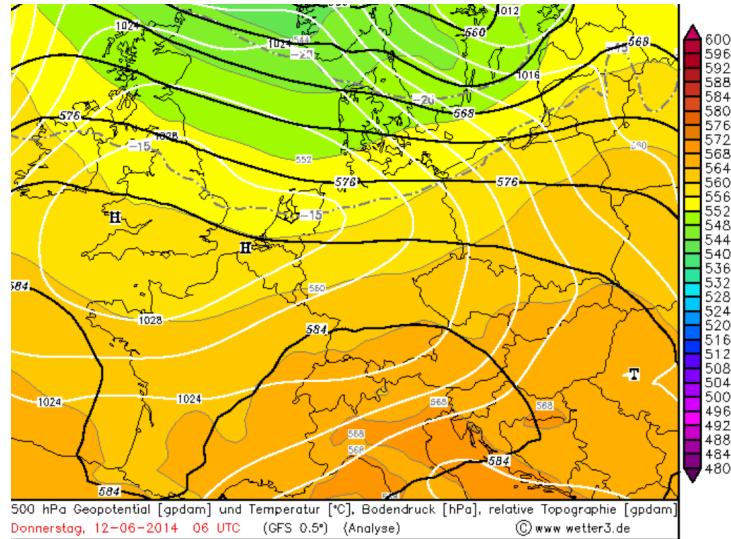


Abbildung 5.23: Großwetterlage über Mitteleuropa am 12.6.2014, 6z. Datenquelle: www.wetter3.de/Archiv

der Vorderkante der Kaltfront zeichnet sich im Radarbild, wie in Abb. 5.21 sichtbar, deutlich ab. Kurze Zeit später ging die Temperatur am Gaisberg mit Kaltfrontdurchgang um rund 12K zurück. Dass die Atmosphäre zu diesem Zeitpunkt labil geschichtet war, bestätigt auch der CLM-Hindcast, der für 9 UTC ein MUCAPE von 1 J/kg und für 12 UTC gar von 109 J/kg ausweist. Die Münchner Radiosonde zeigt für den 1.3.2008 (0z) ein CAPE von 1.45 J/kg, beim nächsten Radiosondenaufstieg um 12z lag München allerdings schon recht lange hinter der Front, sodass das CAPE entsprechend 0.0 J/kg betrug.

Conclusio

Betrachtet man diverse meteorologische Parameter rund um das Blitzereignis am 1.3.2008 und vergleicht deren Werte mit den Erkenntnissen aus Kap. 5, stellt man fest, dass die Bedingungen an jenem Tag 'ideal' (bzgl. Blitzschläge am Gaisberg) waren: leicht labile Atmosphäre, hohe Windgeschwindigkeiten, vornehmliche Windrichtung um W bzw. NW, massive Kaltfront mit 'optimaler' nachrückender Luftmasse, deren $\theta_{e,850hPa}$ -Werte im Bereich um 294-297K lagen. Die Bedingungen waren an dem Tag sogar derart günstig, dass selbst abseits erhöhter Punkte wie dem Gaisberg Blitze aufgetreten sind. Es sind jedenfalls genau solche Wetterlagen wie jene am 1.3.2008 (massive Kaltfront aus NW), die in erster Linie am Gaisberg Blitzschläge auslösen.

5.4.2 Der 12. Juni 2014

Einleitung

Am frühen Morgen des 12. Juni 2014 gab es im Bereich des Gaisberges eine hohe Anzahl an Blitzschlägen (im 10km-Radius um den Gaisberg wurden insgesamt 274 Blitze

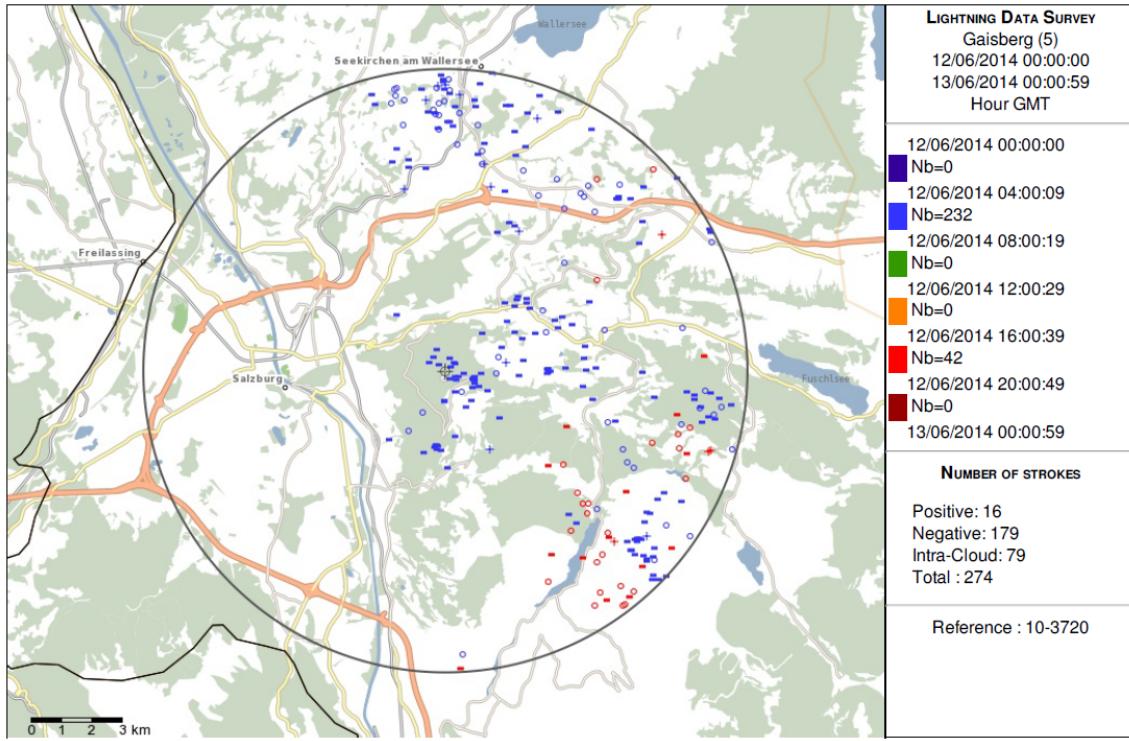


Abbildung 5.24: Übersicht über alle von ALDIS detektierten Blitzeschläge zwischen 12.6.2014, 0z und 13.6.2014, 0z. Der Radius des schwarz eingezeichneten Kreises beträgt 10km, in dessen Mittelpunkt befindet sich der Gaisberg. Blitze werden abhängig von ihrem zeitlichen Auftreten unterschiedlich eingefärbt. '-' steht für negative CG-Blitze, '+' für positive CG-Blitze, 'o' für CC-Blitze. Datenquelle: OVE/ALDIS

registriert, siehe Abb. 5.24), keiner davon hat jedoch den Turm selbst getroffen. Das ist insofern bemerkenswert, als die Gewitterzelle direkt über den Gaisberg gezogen ist und einige Blitze durchaus in der Nähe des Turms eingeschlagen haben, lediglich der Turm selbst wurde von Blitzen verschont.

Großwetterlage und Ablauf des Blitzereignisses

Schwache Luftdruckgegensätze dominieren das Wettergeschehen über weiten Teilen des europäischen Kontinents. Am Boden befindet sich ein Hochdruckgebiet mit Zentrum über den Britischen Inseln, der Alpenraum liegt an dessen Ostseite in einer schwachen Nordwestströmung (siehe Abb. 5.23).

In der Höhe streift eine Kurzwelle, die zu einem Tiefdruckkomplex über Skandinavien gehört. Dieser Tiefdruckkomplex lag wenige Tage zuvor noch weiter westlich im Bereich der Britischen Inseln und an dessen Vorderseite wurden von Südwesten her sehr energiereiche und labile Luftmassen nach Europa advehiert, die zum Zeitpunkt des Gewitterereignisses nach wie vor über Europa lagern ($\theta_{e,850hPa}$ -Werte um 330K sowie eine 0°C-Grenze von rund 3800m amsl (gemäß CLM-Hindcast) unterstreichen den Energiegehalt der Luftmasse). In den Morgenstunden des 12. Juni 2014, gegen 5 UTC, hat sich dann

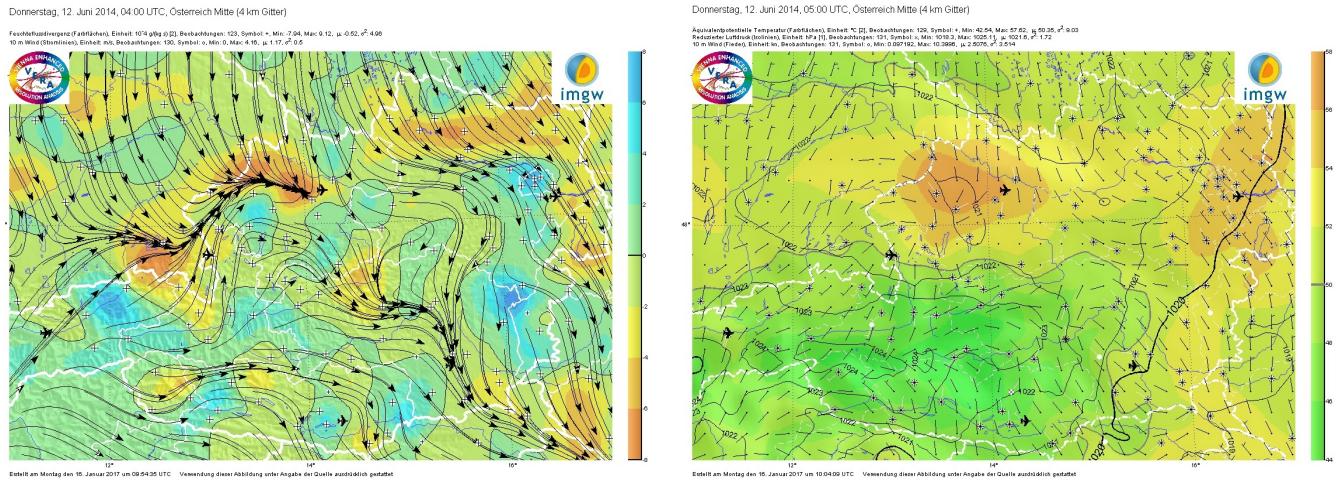


Abbildung 5.25: **links:** Feuchteflusskonvergenz (12.6.2014, 4 UTC), **rechts:** Äquivalentpotentielle Temperatur (12.6.2014, 5 UTC) Datenquelle: Vienna Enhanced Resolution Analysis (VERA)

aufgrund einer schwachen Konvergenz im Raum Salzburg eine Gewitterzelle gebildet, die unter Verstärkung direkt über den Gaisberg gezogen ist (Zugrichtung Südost). Sowohl der CLM-Hindcast (12.6.2014, 6 UTC) als auch die Archivkarten des amerikanischen Globalmodells (GFS, ebenfalls 12.6.2014, 6 UTC) zeigen dabei erhöhte CAPE-Werte in dem Gebiet: 1977 J/kg (CLM-Hindcast; MUCAPE) bzw. rund 1200 J/kg (GFS; MLCAPE) standen zu dem Zeitpunkt bereit. Feuchteflusskonvergenz und äquivalentpotentielle Temperatur sind in Abb. 5.25, Radarbild der ACG und Feldstärke am Gaisberg in Abb. 5.26 dargestellt.

Die Frage, die sich nun stellt: wieso kam es trotz enormer Blitzaktivität in dem Gebiet zu keinem einzigen Blitzschlag in den 100m hohen Turm am Gaisberg? Angesichts der im Kap. 5.3 gewonnenen Erkenntnisse könnte es etwa aufgrund geringer Windgeschwindigkeiten zu dem Umstand gekommen sein, dass sich der Turm aufgrund einer ihn umgebenden Ladungswolke vor Blitzschlägen geschützt hat. Tatsächlich herrschten zu dem Zeitpunkt nur geringe Luftbewegungen: zwar gibt es vom Turm selbst keine Messwerte, aber die Wetterstation des Landes Salzburg meldete im fraglichen Zeitraum lediglich Böen um 3 m/s bei wechselnder Windrichtung zwischen 200° und 320°. Tatsächlich erscheint es also als sehr wahrscheinlich, dass es den windarmen Verhältnissen geschuldet ist, dass der Turm während dieses Gewitters von Blitzschlägen verschont blieb.

Conclusio

Der Fall des 12. Juni 2014 verdeutlicht eindrucksvoll, dass blitzintensive Gewitter rund um den Gaisberg keinesfalls mit Blitzeinschlägen in den Turm einhergehen müssen. Er ist das genaue Gegenteil jener winterlichen Fälle, die üblicherweise ausschließlich am Gaisbergturm Blitze auslösen. In diesem Fall aber dürften niedrige Windgeschwindigkeiten

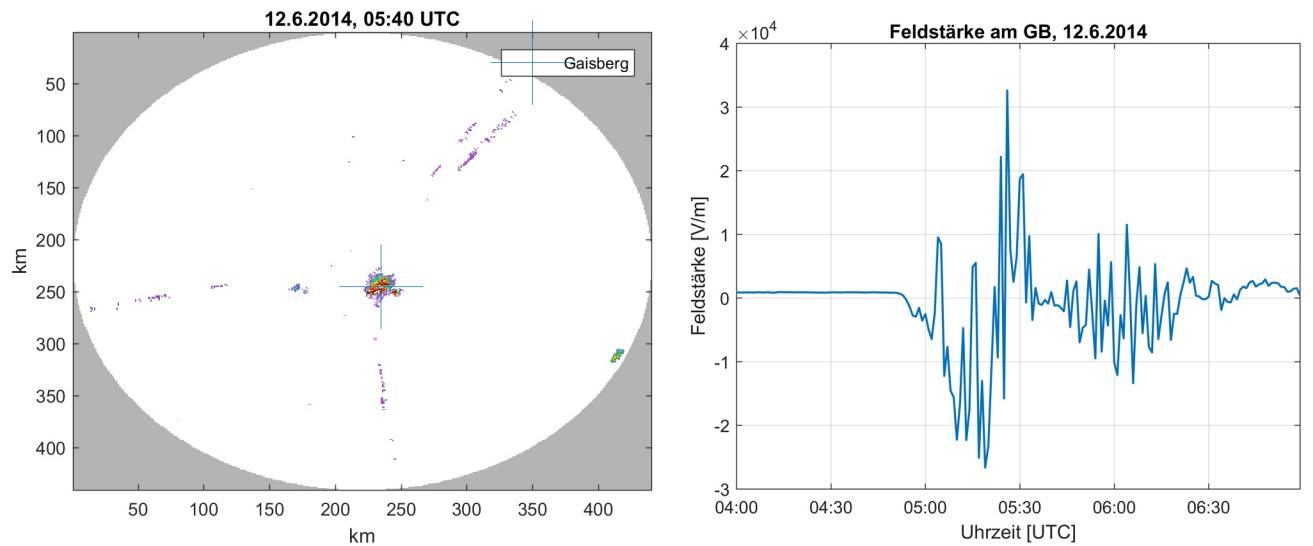


Abbildung 5.26: **links:** Radarbild der österr. Flugsicherung (AustroControl) am 12.6.2014, 05:40 UTC (Max-CAPPI-Darstellung; Datenquelle: AustroControl), **rechts:** Verlauf der Feldstärke am Gaisberg (niedrige zeitliche Auflösung)

dazu geführt haben, dass sich trotz hochlabiler Luftmasse und Volltreffers der Zelle der Turm gegen Blitzschläge isoliert hat und sich somit alle Blitzentladungen abseits davon abgespielt haben.

Kapitel 6

Diskussion und Ausblick

Ziel der vorliegenden Arbeit war es, meteorologische Parameter in Einklang mit der beobachteten Blitzverteilung am Salzburger Gaisberg zu bringen und herauszufinden, ob systematische Muster erkennbar sind. Die schon vorab existierende Hypothese, dass das Blitzschlagmaximum am Gaisberg im Winter eng an die Luftmasse geknüpft ist, hat sich durch die Datenanalyse weiter bestätigt. Es sind vor allem Wetterlagen des Typs 'NWZ' (zyklonale Nordwestlage), die mit hohen relativen Blitzdichten am Gaisberg einhergehen (Marth, 2017). Diese Wetterlagen kommen im Sommer in Mitteleuropa zwar nur selten vor, sodass die Situation hier im Allgemeinen etwas diffiziler ist. Wenn sie aber vorkommen, unterscheiden sich die NWZ-Sommerfälle kaum von den Winterfällen, d.h. es treten insbesondere rund um den Gaisberggipfel Blitze auf (z.B. **19.7.2012**: 4 Blitze direkt in den Turm, in der näheren Umgebung (<5km) trat sonst kein Blitzschlag auf; **25.7.2015**: 14 Blitz einschläge (ALDIS) ausschließlich in den Sendeturm). Grundsätzlich lassen die Ergebnisse folgenden Rückschluss zu: 'blitzbegünstigend' wirken Windrichtungen im Nordwestsektor (dadurch wird der Gaisberg optimal angeströmt, sodass Luftpakte aufgrund seiner Form ('abgeschnittener' Kegel) zumindest teilweise zum Aufsteigen gezwungen werden), hohe Windgeschwindigkeiten (Mittelwind $> 25\text{kt}$), Luftmassen mit einer charakteristischen 0°C -Grenze von rund 1000-2000m amsl bzw. $\theta_{e,850\text{hPa}}$ -Werten von ca. 290-300K sowie leichte Labilität. Darum verwundert es auch wenig, dass der Monat März am Gaisberg in der Regel jener Monat ist, der im Jahresverlauf die meisten Blitz einschläge für sich verbuchen kann (siehe auch Abb. 3.2). Während der Turm außerhalb der konvektiven Saison Blitze selbst auslöst - dieses Phänomen ist ja, wie eingangs in Kap. 1 schon erwähnt, auch von anderen erhöhten Türmen bekannt - kehrt sich dieser Effekt im Sommer eher ins Gegenteil um: selbst bei blitzintensiven Gewittern kommt es, bevorzugt bei windschwachen Verhältnissen, vor, dass der Turm von Blitzschlägen verschont bleibt. Andererseits treten selbst im Sommer bei deutlich energiereicheren Luftmassen als im Winter bei entsprechend hohen Windgeschwindigkeiten (ab etwa 20-25kn; siehe dazu auch Abb. 5.10) Blitzschläge auf.

Generell zeigt sich, dass der Parameter 'Windgeschwindigkeit' - neben der Luftmasse - häufiger als zunächst angenommen darüber entscheiden dürfte, ob hohe und/oder spitze Gebäude wie der Sendeturm am Gaisberg bei erhöhter Feldstärke von Blitzen getroffen werden oder nicht. Speziell im Sommer sollte diesem Parameter mehr Beachtung geschenkt werden, denn im Gegensatz zum Winterhalbjahr gibt es dann deutlich öfter windschwache Gewitterlagen. Die bisher ausgewerteten Daten bestätigen jedenfalls die Blitzschutzwirkung, die etwa Türme entwickeln, falls bei schwachem Wind die Feldstärke hohe Werte annimmt.

Aufgrund der Fülle an vorhandenen Daten war es im Zuge dieser Arbeit leider nicht möglich, sämtliche Details auszuarbeiten, sodass es sich durchaus anbietet, teilweise noch weiter ins Detail zu gehen. Theoretisch könnte man alle Blitzfälle am Gaisberg einzeln sezieren und so gewiss noch weitere Informationen erhalten, da zwar eindeutige Muster in der Blitzverteilung erkennbar sind, im Grunde aber doch jedes Blitzereignis seine eigene Charakteristik aufweist. So würde es sich für nachfolgende Arbeiten beispielsweise anbieten, weitere Fallstudien zu verschiedenen Blitzereignissen bei den unterschiedlichsten Wetterlagen zu erstellen; außerdem könnte man versuchen, herauszufinden, ob die von Blitzschlägen übertragene Ladungsmenge, welcher in dieser Arbeit nicht beachtet wurde, in irgendeiner Weise mit meteorologischen Parametern korreliert. Insbesondere auf Ausreißer könnte man noch genauer eingehen - z.B. Gewitter während der konvektiven Saison, die untypischerweise viele Blitze am Sender verursacht haben oder aber Winterfälle, bei denen der Gaisberg mehr oder weniger ausgespart wurde. Interessant wäre überdies, inwiefern die am Gaisberg gewonnenen Erkenntnisse auch auf empfindliche Infrastruktur, wie z.B. Windräder, übertragen werden können. Insbesondere gälte es herauszufinden, ob beispielsweise das Abschalten von Windrädern, die ihre Umgebung in ganz ähnlicher Weise überragen wie der Turm am Gaisberg, während eines Gewitters einen ähnlichen Schutzmechanismus der Windblätter hervorrufen kann wie beim Sendeturm. Die Möglichkeiten, dieses Thema noch näher zu beleuchten, sind angesichts der großen Datenvielfalt und verschiedenster Interessensfelder auf jeden Fall gegeben.

Danksagung

Die vorliegende Masterarbeit wäre ohne einige Personen nicht möglich gewesen. Meinen Dank aussprechen möchte ich daher unter anderem emer. o. Univ.-Prof. Dr. Reinhold Steinacker, der diese Arbeit offiziell betreut hat und mir überdies mit einigen hilfreichen Ratschlägen zur Seite stand. Weiters danke ich Ass.-Prof. Mag. Dr. Manfred Dorninger, der in seiner Tätigkeit als Nebenbetreuer nicht nur zahlreiche Ideen und Tipps hatte, sondern auch den Großteil der verwendeten Daten zur Verfügung stellte. Wichtige Daten sowie Input lieferten zudem Dr. Wolfgang Schulz und Dipl.-Ing. Dr. Gerhard Diendorfer von ALDIS und der Hydrographische Dienst Salzburg, denen daher ebenfalls ein herzliches Dankeschön gilt. Und auch bei Georg Pistotnik (ZAMG) möchte ich mich bedanken, war er es doch, der mir den für diese Arbeit unverzichtbaren CLM-Hindcast durchgerechnet hat.

Abgesehen davon gilt mein Dank natürlich auch noch meinen intelligenten Studien- und Arbeitskollegen (ich erwähne hier beispielhaft *Clemens W. BSc*, *Vinzent K. MSc*, *Sebastian S. MSc* und *Simon K. MSc*) sowie meiner Familie und hier insbesondere meinen Eltern, die mein Studium durch ihre kontinuierliche (finanzielle) Unterstützung und Geduld überhaupt erst ermöglichten. Zu guter Letzt danke ich meiner Freundin Ines für die Unterstützung und das gewissenhafte Korrekturlesen.

Literatur

- ALDIS (2017a). *Allgemeines*. URL: <https://www.aldis.at/forschung/blitzforschungsstation-gaisberg/allgemeines/> (besucht am 27.11.2017).
- ALDIS (2017b). *Blitzforschungsstation Gaisberg*. URL: <https://www.aldis.at/forschung/blitzforschungsstation-gaisberg/feldmessung/> (besucht am 29.09.2017).
- ALDIS (2017c). *Blitzstrommessung am Gaisberg*. URL: <https://www.aldis.at/forschung/blitzforschungsstation-gaisberg/blitzstrommessung/> (besucht am 03.11.2017).
- ALDIS (2017d). *Folgeblitze (Subsequent Strokes)*. URL: <https://www.aldis.at/forschung/blitzphysik/folgeblitze/> (besucht am 04.10.2017).
- ALDIS (2017e). *Funktionsweise Blitzortung*. URL: <https://www.aldis.at/netzwerk/funktionsweise/> (besucht am 27.10.2017).
- Baker, B. et al (1987). „The influence of diffusional growth rates on the charge transfer accompanying rebounding collisions between ice crystals and soft hailstones“. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 113.478, S. 1193–1215.
- Baker, M. B. und J. G. Dash (1989). „Charge transfer in thunderstorms and the surface melting of ice“. In: *Journal of Crystal Growth* 97.3, S. 770–776.
- Baker, M. B. und J. G. Dash (1994). „Mechanism of charge transfer between colliding ice particles in thunderstorms“. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 99.D5.
- Berger, K. (1978). *Blitzstrom-Parameter von Aufwärtsblitzen*. Bull. Schweiz. Elektrotech. Ver.
- Berger, K. und E. Vogelsanger (1969). „New results of lightning observations“. In: *Planetary Electrodynamics, Volume 1*, S. 489.
- Chauzy, S. und S. Soula (1999). „Contribution of the ground corona ions to the convective charging mechanism“. In: *Atmospheric Research* 51.3-4, S. 279–300.
- Diendorfer, G. (2017). „Review of seasonal variations in occurrence and some current parameters of lightning measured at the Gaisberg Tower“. In: *4th International Symposium on Winter Lightning*.
- Diendorfer, G. und W. Schulz (1998). *Lightning incidence to elevated objects on mountains*.
- Diendorfer, G. et al (2011). „Review of 10 years of lightning measurements at the Gaisberg Tower in Austria“. In: *3rd International Symposium on Winter Lightning*.

- Doswell, C. (2001). *Severe Convective Storms*. Springer.
- Eriksson, A. J. (1978). „Lightning and tall structures“. In: *Trans. S. Afr. IEE* 69.
- Hartmann, A. und A. Orth (2010). *Blitzjäger in Florida*. URL: <https://www.zdf.de/dokumentation/terra-x/blitzjaeger-in-florida-100.html> (besucht am 18.12.2017).
- Heidler, F. (2009). *Blitzstromparameter nach IEC 62305 – Hintergrund, Erfahrung und Ausblick*.
- Jayaratne, E. R. (1998). „Possible laboratory evidence for multipole electric charge structures in thunderstorms“. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 103.D2.
- Jayaratne, E. R. und C. P. Saunders (1984). „The ‘rain gush’, lightning, and the lower positive charge center in thunderstorms“. In: *J. Geophys. Res.*, 89 (D7), S. 11816–11818.
- Jayaratne, E. R. et al (1983). „Laboratory studies of the charging of soft-hail during ice crystal interactions“. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 109.461.
- Krehbiel, P. R. (1986). „The electrical structure of thunderstorms“. In: *The Earth’s Electrical Environment*, S. 90–113.
- Krehbiel, P. et al (1979). „An analysis of the charge structure of lightning discharges to ground“. en. In: *Journal of Geophysical Research: Oceans* 84.C5, S. 2432–2456.
- MacGorman, D. R. und W. D. Rust (1998). *The electrical nature of storms*. New York : Oxford University Press.
- Marshall, T. C. et al (1995). „Electric field magnitudes and lightning initiation in thunderstorms.“ In: *J. Geophys. Res.* 100, S. 7079–7103.
- Marth, S. M. (2017). *Atypisches Blitzverhalten am Gaisberg in Bezug auf synoptische Großwetterlagen*.
- Mayer, D. (2011). *Hydrometeorologie, atm. Elektrizität und Optik (Vorlesungsskript)*.
- OTT Hydromet (2017). *OTT Parsivel – Niederschlagsbestimmung*. URL: <http://www.ott.com/de-at/produkte/meteorologie-29/ott-parsivel2-niederschlagsbestimmung-97/> (besucht am 05.01.2018).
- Pierce, E. T. (1974). „Atmospheric Electricity-Some Themes.“ In: *Bulletin of the American Meteorological Society* 55, S. 1186–1194.
- Pierce, E. T. (1972). *Triggered lightning and some unsuspected lightning hazards*.
- Rakov, V. A. und M. A. Uman (2003). *Lightning: Physics and Effects*. Cambridge University Press.
- Steinacker, R. et al (1995). *Vienna Enhanced Resolution Analysis*. URL: <https://www.univie.ac.at/amk/vera/> (besucht am 04.06.2017).

- Stolzenburg, M. et al (1998). „Electrical structure in thunderstorm convective regions: 3. Synthesis“. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 103.D12, S. 14097–14108.
- Uman, M. A. (2001). *The Lightning Discharge*. Courier Corporation.
- Wang, D. et al (1999). *Characterization of the initial stage of negative rocket triggered lightning*.
- Welzenbach, F. (2012). *Orkan Emma und Sturmtief Fee*. URL: <http://www.wetteran.de/wirbel/sturmwirbel/emma-und-fee> (besucht am 04.04.2018).