



universität
wien

DIPLOMARBEIT

Titel der Diplomarbeit

Analyse von synoptischen Wolkeninformationen

Verfasser

Michael Marte

Angestrebter akademischer Grad

Magister der Naturwissenschaften (Mag. rer. nat.)

Wien, 2013

Matrikelnummer: A0709886

Studienkennzahl: A 415

Studienrichtung: Diplomstudium Meteorologie

Betreuer: o. Univ.-Prof. Dr. Reinhold Steinacker

Widmung

Ich widme diese Arbeit allen lieben Menschen, die mich durch das Studium begleitet haben. Insbesondere meinen Eltern, den Geschwistern und der Familie für die tatkräftige Unterstützung jeglicher Art. Meinen Studienkollegen, Freunden und Bekannten, die mir immer zur Seite standen.

Zusammenfassung

Wolken sind die am häufigsten beobachtbare Wettererscheinung in der Atmosphäre und werden zu den schwebenden Hydrometeoren gezählt. Dabei wird zwischen konvektiven und stratiformen Wolkengattungen unterschieden. Sie beeinflussen zum Beispiel den Strahlungshaushalt der Erde und die Atmosphärenchemie. Zudem können Wolken die unterschiedlichsten Wettererscheinungen (Niederschlag, Sichtweitereinschränkungen, Gewitter usw.) mit sich bringen.

Ziel dieser Arbeit ist es, die vom Global Telecommunication System zur Verfügung gestellten Daten über das Jahr 2011 für Europa auszuwerten und mit dem amerikanischen Wettermodell GFS zu verifizieren. Zudem wird auf die physikalischen Prozesse in und in der Umgebung während der Entstehung und dem Vorhandensein von Wolken eingegangen.

Abstract

Clouds are the most frequently observed weather phenomenon in the Earth's Atmosphere. They are part of the floating hydrometeors. Thereby a distinction between convective and stratiforme clouds is useful. This influence on radiation balance of the Earth and the atmospheric chemistry is very important. In addition they are responsible for different weather phenomena like precipitation, visibility restrictions and thunderstorms.

The aim of this diploma thesis is to evaluate the data for Europe from the Global Telecommunication System for the year 2011 and to verify them with the American Weather Prediction Model GFS. In addition the physical processes in and around during the forming and the presence of clouds will be investigated.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	1
1.1. Zielsetzung und Motivation	1
2. Grundlagen	2
2.1. Definitionen	2
2.1.1. Wolken	2
2.1.2. Wolkenstockwerke	2
2.1.3. Wolkengattungen	3
2.1.3.1. Hohe Wolken	3
2.1.3.2. Mittelhohe Wolken	4
2.1.3.3. Niedrige Wolken	5
2.1.3.4. Vertikal entwickelnde Wolken	6
2.2. Global Telecommunication System (GTS)	8
2.2.1. GTS-Code	8
2.2.1.1. Bedeckungsgrad	9
2.2.1.2. Höhe der tiefsten Wolken	9
2.2.1.3. Wolkengattungen	10
2.3. Wolken Makrophysik	11
2.3.1. Wolken Thermodynamik	11
2.3.1.1. Kerngrößen	12
2.3.2. Entstehung und Entwicklung von Wolken	16
2.3.2.1. Kühlungsmechanismus	16
2.3.2.2. Wolkendynamik	18
2.3.2.3. Mesoskalige Organisationen	21
2.4. Mikrophysik	29
2.4.1. Mikrophysik von warmen Wolken	29
2.4.1.1. Nukleation von Wolkentröpfchen	29
2.4.1.2. Kondensation und Evaporation	30
2.4.1.3. Fallgeschwindigkeit von Wolkentröpfchen	32
2.4.1.4. Koaleszenz	32
2.4.2. Mikrophysik von kalten Wolken	34
2.4.2.1. Homogene Nukleation von Eiskristallen	34

Inhaltsverzeichnis

2.4.2.2.	Heterogene Nukleation von Eiskpartikeln	35
2.4.2.3.	Deposition und Sublimation	36
2.4.2.4.	Aggregation und Bereifung	36
2.4.2.5.	Hagel	36
2.4.2.6.	Erhöhung der Eiskonzentration	38
2.4.2.7.	Fallgeschwindigkeit von Eiskpartikeln	39
3.	Ergebnisse	40
3.1.	Einleitung	40
3.2.	Absolute/Relative Häufigkeiten	42
3.2.1.	Wolkenbedeckung	42
3.2.2.	Wolkenuntergrenze	44
3.2.3.	Wolkengattungen	46
3.2.3.1.	Tiefe Wolken	46
3.2.3.2.	Mittlere Wolken	51
3.2.3.3.	Hohe Wolken	55
3.3.	Verifikation der gesamten/tiefen Wolkenbedeckung und der Wolkenuntergrenze	59
3.3.1.	Verifikationsmaße	59
3.3.1.1.	räumliche Verifikation	59
3.3.1.2.	Binäre Ereignisse	61
3.3.2.	Verifikationsdaten	64
3.3.3.	Wolkenbedeckung	66
3.3.4.	Binary Event - Wolkenuntergrenze	68
3.3.5.	Wolkenbedeckung tiefe Wolken	71
3.4.	Fallbeispiel 28.06.2011	73
4.	Zusammenfassung und Ausblick	78
	Literaturverzeichnis	83
	Danksagung	86
	Eidesstattliche Erklärung	87
	Curriculum Vitae	88
A.	Verschlüsselung der Wolkengattungen	89
A.1.	Verschlüsselung der tiefen Wolkengattungen	89
A.2.	Verschlüsselung der mittleren Wolkengattungen 	91
A.3.	Verschlüsselung der hohen Wolkengattungen	93

1. Einleitung

1.1. Zielsetzung und Motivation

Wolken sind in den meisten Regionen der Welt ein ständiger Begleiter am Himmelsgewölbe. Ihre Schönheit und vor allem die Wettereignisse, die oft damit verbunden sind, begeistern viele. Oftmals sind Wolken, die Niederschlag mit sich führen, Lebensretter, durch Beendigung einer langanhaltenden Dürre. Gleichmaßen sind sie Verursacher von Flutkatastrophen und Gewitterschäden durch Hagel und Sturm.

Trotz der alltäglichen Gegenwart ist ihr Entstehungsprozess und die dabei an die Atmosphäre gerichteten Bedingungen den meisten Nichtmeteorologen weitgehend unbekannt. Diesbezüglich wird in dieser Arbeit auf die physikalischen Prozesse während der Entstehung, aber auch während dem Vorhandensein, von Wolken eingegangen. Es wird sowohl die Erscheinungsformen der einzelnen Wolkengattungen, als auch die Unterschiede zwischen den zwei Grundtypen, konvektive und stratiforme Wolken, erklärt.

Zusätzlich werden die vom Global Telecommunication System meist frei zugänglichen Daten decodiert und wissenschaftlich untersucht. Dabei wird vor allem auf die Wolkenbedeckung, Wolkenuntergrenze und Wolkengattungen eingegangen. Anschließend wird eine Verifikation mit Daten des Amerikanischen Wetterdienstes GFS für die Wolkenbedeckung und die Wolkenuntergrenze mittels Vorhandensein von gesamten beziehungsweise tiefen Wolken durchgeführt.

2. Grundlagen

2.1. Definitionen

2.1.1. Wolken

Wolken werden zu den sogenannten Hydrometeoren¹ gezählt. Es wird zwischen schwebenden (z.B. Wolken, Nebel, Eisnebel), fallenden (z.B. flüssiger und fester Niederschlag), abgesetzten (z.B. Tau, Reif, Glatteis) und vom Wind aufgewirbelten (z.B. Schneetreiben, -fegen, Gischt) Hydrometeoren unterschieden.

Wolken sind Bereiche in der Atmosphäre, in denen die umgebende Luft mit Wasserdampf gesättigt ist. Dadurch bilden sich winzige Wasser- und Eisteilchen, die in der Luft schweben und den Boden nicht berühren. Durch die Wechselwirkung von Streuung², Transmission³ und Absorption⁴ mit einer Lichtquelle, wie zum Beispiel Sonne beziehungsweise Mond, werden diese sichtbar. (Mayer, 2009 [26])(Deutscher Wetterdienst, 1990 [36])

2.1.2. Wolkenstockwerke

Die jeweiligen Wolken werden in 3 unterschiedliche Stockwerke eingeteilt, die je nach Klimazone unterschiedliche Höhenbereiche aufweisen. (Mayer, 2009 [26])

¹Erscheinungen, die in Verbindung mit Wasser in flüssigem beziehungsweise festem Aggregatzustand, auftreten.

²Die Streuung wird als Ablenkung des Sonnenlichtes an Luftmolekülen, Wassertröpfchen, Eiskristallen und anderen Partikeln definiert;

Rayleighstreuung $2\pi r \ll \lambda$, Miestreuung $2\pi r \gg \lambda$ (Klose, 2008 [18])

$r = \text{Teilchenradius}[nm]$

$\lambda = \text{Wellenlänge}[nm]$

³Als Transmission bezeichnet man die Durchlässigkeit eines Mediums abhängig von der Wellenlänge. (Hupfer, 2005 [14])

⁴Als Absorption bezeichnet man die Schwächung der Strahlung während dessen Durchgang durch die Atmosphäre. (Moeller, 2003 [28])

2. Grundlagen

Für die gemäßigte Klimazone gilt folgende Auflistung:

Stockwerk	Höhe	Gattungen
Unteres	0-2 km	Stratus
Mittleres	2-7 km	Altostratus
Oberes	5-13 km	Cirrus

Tabelle 2.1.: Einteilung der Wolkenstockwerke (Mayer, 2009 [26])

2.1.3. Wolkengattungen

Es lassen sich alle Wolken in eine der 10 Wolkengattungen zuordnen. Manche erstrecken sich nur über ein Stockwerk, andere hingegen (z.B. Cumulonimbus) über alle 3 Stockwerke. Eine bestimmte Wolke lässt sich explizit einer Gattung zuordnen. (Deutscher Wetterdienst, 1990 [36])

2.1.3.1. Hohe Wolken

Die Wolken im obersten Stockwerk erstrecken sich von 5 bis 13 km Höhe, dies ist der Grund, warum auch im Sommer die Wolken aus Eiskristallen bestehen. Die Obergrenze wird von der Tropopause bestimmt.

- Cirrus(Ci):

Bei Cirrus Bewölkung handelt es sich meist um isolierte Wolken, bestehend aus Eiskristallen. Sie treten als weiße Fäden, Bänder oder Häkchen auf und haben eine faserige beziehungsweise schimmerndes Aussehen. Cirrus Wolken entstehen oft aus veralteten Schauerschirmen, Fallstreifen von Cirrocumulus- oder Altostratuswolken, Auflösung von frontaler Bewölkung oder unterschiedlich dichter Cirrostratusbewölkung und aus Kondensstreifen von Flugzeugen. (Mayer, 2009 [26])(Bont, 1987 [3])

- Cirrostratus(Cs):

Ein durchscheinender und weißlicher Wolkenschleier mit faseriger, haarartiger oder glatter Struktur wird als Cirrostratus Bewölkung bezeichnet. Sie bedecken den Himmel ganz oder nur teilweise. Es können auch Halo-Erscheinungen⁵ beobachtet werden. Cirrostratus bildet sich durch Aufgleiten von warmer auf kältere Luft, durch das Zusammenfügen oder Umwandlung von Cirrus-, Cirrocumulus- oder Altostratus Elementen. (Mayer, 2009 [26])(Bont, 1987 [3])

⁵Brechung und Reflexion des Lichtes an Eiskristallen (Walther, 1999 [35])

2. Grundlagen

- Cirrocumulus(Cc):

Cirrocumulus Wolken zeigen sich als dünne weiße Flecken, Bänke oder Schichten, die keinen Eigenschatten aufweisen, das heisst sie haben keine grauen oder dunkle Schatten. Die einzelnen Elemente weisen einen geringeren Abstand als 1 Grad auf. Durch die Überlagerung des Jet Streams entstehen Verlagerungsgeschwindigkeiten im Bereich von ungefähr 100 km/h, dabei bilden sich Strukturen in den Wolken aus, die deutlich auf diese starken Windscherungen hindeuten. Cirrocumulus Bewölkung bildet sich, wie auch Cirrus- und Cirrostratusbewölkung, durch Umbildung/Verkleinerung von anderen Wolkengattungen wie zum Beispiel Cirrus, Cirrostratus und Altocumulus. Cirrocumulus Bewölkung tritt auch in linsenförmigen Strukturen (Unterart lenticularis) auf. Ihre bevorzugten Entstehungsgebiete sind in feuchten Luftschichten durch aufsteigende Luftbewegungen, die durch gezwungene Hebung von der Orografie ausgelöst werden. (Mayer, 2009 [26])(Bont, 1987 [3])

2.1.3.2. Mittelhohe Wolken

Wolken des mittleren Wolkenstockwerkes bestehen aus Wassertröpfchen aber auch zum Teil aus Eiskristallen. Es treten sowohl schichtförmige (Altostratus) aber auch konvektive (Altocumulus, Nimbostratus) Wolkentypen auf.

- Altostratus(As):

Altostratus Wolken erscheinen in grauer bis graublauer Farbe am Himmel auf. Sie stellen sich als horizontal sehr ausgedehnte Felder oder Schichten mit streifigen, faserigen oder glatten Aussehen dar, die den Himmel ganz oder teilweise bedecken. Einige Stellen sind allerdings vertikal dünn genug, dass die Sonne verschwommen sichtbar bleibt, jedoch Halo Erscheinungen nicht mehr möglich sind. Das Aufgleiten von warmen auf kältere Luftmassen (Warmfront) ist, wie auch bei Cirrostratus, die häufigste Entstehungsart. Ebenso können sie sich auch aus Nimbostratus Bewölkung entwickeln, wenn diese sich im Auflösungsstadium befindet. Zusätzlich können sie sich mit sich vertikal ausbreitenden Cirrostratus Wolken oder durch die Ausbreitung von Cumulonimbuswolken entwickeln. (Mayer, 2009 [26])(Bont, 1987 [3])

- Altocumulus(Ac):

Altocumulus Wolken können sehr strukturiert sein, dabei zeigen sie schuppenartige Teile, Ballen, Linsen und Walzen als typische Formen. Ihre Farbe reicht dabei von weiß bis hin zu grauen Wolkenbändern und -flächen mit Schattenwurf und weisen eine Breite zwischen 1 und 5 Grad auf. Sie treten als Randerscheinung bei frontaler Bewölkung, durch Turbulenz in mittlerer Höhe oder durch Auflösung von Altostratus- oder Nimbostratus Wolken auf. Wie schon bei Cirrocumulus Bewöl-

kung kann auch die Orografie durch Hebung ein Auslöser für diese Wolkengattung sein. (Mayer, 2009 [26])(Bont, 1987 [3])

2.1.3.3. Niedrige Wolken

Niedrige Wolken beschränken sich auf die atmosphärische Grenzschicht, das heisst sie erstrecken sich vertikal bis maximal 2500 Meter über Grund. Durch diese geringe Höhe bestehen sie meist nur aus Wasser. Eine Ausnahme bildet dabei die Polarregion.

- Stratus(St):

Stratus Bewölkung zeichnet sich durch eine graue Wolkenschicht mit gleichmäßiger Untergrenze aus. Es kann Sprühregen oder feiner Schnee aus ihr fallen. Die Untergrenze ist oft so tief, dass Hügel oder höhere Gebäude bereits eingehüllt sind, zudem kann die Stratus Bewölkung so dicht sein, dass die Sonne beziehungsweise der Mond nicht mehr zu sehen sind. Durch Abkühlung der untersten Luftschicht, durch Absenkung der Basis oder Zusammenwachsen einzelner Elemente aus Stratocumulus Bewölkung und durch Anhebung der Nebelgrenze auf Grund von Erwärmung der Erdoberfläche (Wärmeinseleffekt⁶) beziehungsweise von zunehmender Windstärke (Turbulenz) in der untersten Bodenschicht, kann Stratus Bewölkung sich ausbilden. (Mayer, 2009 [26])(Bont, 1987 [3])

- Stratocumulus(Sc):

Stratocumulus Bewölkung äußert sich als graue oder weißliche, ballen- oder walzenförmige Schichten und Felder mit meist unscharfen Rändern, deren Elemente eine scheinbare Abmessung von mehr als 5 Grad aufweisen. Der Unterschied zur Altocumulus Bewölkung liegt in der Höhe der Wolkenuntergrenze. Der Niederschlag, falls überhaupt vorhanden, ist meist sehr schwach und tritt oft als Virga Streifen auf. Stratocumulus Wolken können durch Auflösung und von Konvektion durchbrochenem Stratus hervorgehen. Er entsteht durch Zerreißen von Nimbostratus Bewölkung, durch Größenzunahme von Altocumulus Wolken oder durch seitliches Ausbreiten von Cumulus- und Cumulonimbuswolken. (Mayer, 2009 [26])(Bont, 1987 [3])

⁶Der Begriff Wärmeinseleffekt wird oft in Zusammenhang mit stark besiedelten Gebieten verwendet und bezeichnet die veränderten klimatischen Bedingungen in und in der Nähe von Stadtgebieten.

Gründe dafür sind die Umgestaltung der Erdoberfläche: Änderungen in Albedo, aerodynamische Rauigkeit, Versiegelungsgrad und physikalische Eigenschaften des Bodens.

Änderungen des Stoffhaushaltes: Mehr Emissionen von flüssigen, gasförmigen und festen Luftbeimengungen ändern die Luftzusammensetzung und die Zahl der Kondensationskerne (mehr Niederschlag).

Veränderungen des Energiehaushaltes: Wird durch die veränderte Albedo und die Wärmewerte der Oberfläche, geringere Globalstrahlung, erhöhte langwellige Strahlungsflüsse und die anthropogene Wärmefreisetzung hervorgerufen.

Der Wärmeinseleffekt modifiziert daher das Lufttemperaturfeld, die Niederschlagsverteilung und -menge, die Sichtweite und die Windverhältnisse. (Hupfer, 1996 [13])

2.1.3.4. Vertikal entwickelnde Wolken

Vertikal entwickelnde Wolken beschränken sich nicht nur auf ein Wolkenstockwerk, sondern erstrecken sich über mehrere. Voraussetzung dafür ist im Allgemeinen Konvektion.

- Nimbostratus(Ns):

Nimbostratus Bewölkung ist eine graue, teilweise auch dunkle Wolkendecke mit unscharfen Konturen, aus der zum Teil starke und lang anhaltende Niederschläge fallen können. Auf Grund der vertikalen Mächtigkeit ist die Sonne nicht zu sehen. Nimbostratus besteht aus einer Mischung von flüssigen und festen Teilchen, es können zudem auch Eiskörner und FrostgraupeL ausfallen. Sie entsteht, wenn feuchte Luftmassen langsam angehoben werden, aber auch durch Umwandlung von Altostratus- und Cumulonimbus Wolken. (Mayer, 2009 [26])(Bont, 1987 [3])

- Cumulus(Cu):

Die Vorstufe zum Cumulonimbus tritt als einzelne, dichte Wolke mit scharfen Umrissen, in Form von Köpfen, Kuppeln oder Türmen, auf. Blendend weiß sind dabei die Stellen, die von der Sonne beschienen werden. Im Gegensatz dazu sind die glatten ebenen Untergrenzen meist dunkler und nahezu horizontal. Bei höherer vertikaler Ausdehnung (*mediocris*, *congestus*⁷) kann daraus auch Niederschlag fallen. Es können oft mehrere Cumulus Wolken nebeneinander auftreten, die eine unterschiedliche vertikale Ausdehnung aufweisen. Sie bilden gelegentlich eine Wolkenstraße, die parallel zur Windrichtung angeordnet ist. Cumulus Bewölkung entwickelt sich bei Konvektion in den unteren Schichten durch starke Temperaturgradienten. Diese Konvektionsströme entstehen bei intensiver Sonneneinstrahlung oder durch Erwärmung kälterer Luft, die über eine warme Oberfläche strömt. Ebenso können sie aus andere Wolkengattungen entstehen wie zum Beispiel *Alto cumulus*, *Strato cumulus* oder *Stratus*. (Mayer, 2009 [26])(Bont, 1987 [3])

- Cumulonimbus(Cb):

Die Betrachtung eines Cumulonimbus bietet ein beeindruckendes Bild durch seine extreme, auch Tropopause durchstoßende, vertikale Höhe. Die optisch gewaltige und dichte Gewitterwolke nimmt die Form eines mächtigen Berges oder einer Gruppe breiter Türme, mit ambossartigem Oberteil und sehr dunklen Untergrenzen mit zerfetzten Wolkenteilen in Begleitung von zum Teil heftigen Gewittern mit starken Niederschlägen mit Hagel, an. Möglich sind auch rotierende Wolkenschläuche (*tuba*) bis hin zu Tromben. In den unteren Teilen des Cumulonimbus sind Wassertröpfchen vorhanden, im oberen Teil durch die vertikale Ausdehnung Eiskristalle. Durch die

⁷Wolkenarten von Cumulus Bewölkung: *humilis*, *mediocris*, *congestus*

2. Grundlagen

Vereisung verschwinden die cumulusförmigen scharf abgegrenzten Umrisse im Bereich ihrer Obergrenze. Oft ist dabei auch der vorhin erwähnte Amboss zu sehen, der ein Zeichen dafür ist, dass die Tropopause erreicht wurde. Cumulonimben können auch in Gruppen vorkommen (siehe Kap.2.3.2.3). Cumulonimben sind die letzte Stufe einer starken Cumulus Entwicklung. Sie können sich aber auch aus Altocumulus oder Stratocumulus entwickeln, dabei liegt die Basis unverhältnismäßig hoch und es treten deutlich schwächere Wetterereignisse auf. (Mayer, 2009 [26])(Bont, 1987 [3])

2.2. Global Telecommunication System (GTS)

Die auszuwertenden Daten für diese Arbeit stammen vom Globalen Telekommunikation System, kurz GTS. Die Hauptaufgabe des GTS-Systems besteht darin, den Fluss der Daten zu vereinfachen und möglichst schnell und kostengünstig für alle Mitglieder bereit zu stellen.

Dieser extrem hohe Informationsgehalt der meteorologischen Beobachtungen verlangt daher eine besonders kompakte Art des Datentransfers. Dazu werden die meteorologischen Daten jeder WMO-konformen Wetterstation auf Land, wie auch auf See, nicht in Textform verschickt, sondern codiert übermittelt. Diese Informationen können mit dem entsprechenden Schlüssel wieder vor Ort decodiert werden. Die Wettermeldungen werden stündlich versandt, dabei gibt es 4 Haupttermine (00,06,12,18 UTC), 4 Nebentermine (03,09,15,21 UTC) und 16 Zwischentermine. (WMO, 2009 [37])(Bergmann, Schäfer, 2001 [2])

2.2.1. GTS-Code

Beispielcode vom 5. November 2012 um 06 UTC für Wien:

SM 05/11/2012 06:00-> **AAXX 05061 11035 11530 82906 10080 20070 39767 40015 52021 60092 76562 885//
333 10136 20060 88630 91115=**

Abbildung 2.1.: Beispielcode 5. November 2012, 06 UTC für Wien (Quelle: ogimet.com [31])

In folgender Tabelle wird der GTS Code von Abb. 2.1 erklärt:

AAXX	Meldung einer ortsfesten Landstation
05061	Tag und Uhrzeit der Meldung, Einheit der Windgeschwindigkeit [m/s]
11035	WMO-Kennziffer der Station
11530	Indikator für Niederschlagsgruppen (Abschnitt 1), Indikator für Stationstyp/Wettergruppe (bemannte Station/Wettergruppe wird gemeldet), Untergrenze der tiefsten beobachteten Wolken (200-299 m), horizontale Sichtweite (3000 m)
82906	Gesamtbedeckung des Himmels in Achteln (8/8), Windrichtung in Dekagrad (290°), Windgeschwindigkeit (6 m/s)
10080	Lufttemperatur (+8°C)
20070	Taupunkttemperatur (+7°C)
39767	Luftdruck in Barometerhöhe in 1/10 Hektopascal (976,7 hPa)
40015	reduzierter Luftdruck auf Meereshöhe (NN) in 1/10 Hektopascal (1001,5 hPa)
52021	3-stündige Luftdrucktendenz in 1/10 Hektopascal (konstant steigend um 2,1 hPa)

2. Grundlagen

60092	geschmolzene Niederschlagsmenge (9 mm/12h)
76562	gegenwärtiges Wetter (durchgehend starker Regen), Wetterverlauf (Regen und Wolkendecke stets mehr als die Hälfte bedeckend)
885//	Informationen über Wolkengattungen, Menge der tiefen Wolken (8/8), Art der tiefen Wolken (Stratocumulus), keine Information über höhere Wolken
333	Abschnitt 3: klimatologische Daten
10136	12-stündige Maximumtemperatur (+13,6 °C)
20060	12-stündige Minimumtemperatur (+6,0 °C)
88630	Angaben zu den Wolkenschichten, Bedeckungsgrad der Wolkenschicht (8/8), Wolkengattung (Stratocumulus), Höhe der Wolkenuntergrenze (300 m)
91115	Besondere Wettererscheinungen und zusätzliche Informationen, höchste Windspitze seit dem letzten synoptischen Haupttermin mit 15 m/s

Tabelle 2.3.: Erklärung GTS Code (WMO, 1995 [32])

In dieser Arbeit werden vor allem Bedeckungsgrad, Höhe der untersten Wolkenschicht und die Wolkengattung benötigt und werden daher etwas näher behandelt.

2.2.1.1. Bedeckungsgrad

Man unterscheidet zwischen Gesamtbedeckungsgrad und Teilbedeckungsgrad. Unter der Gesamtbedeckung versteht man den Teil des Himmelsgewölbes, der von sämtlichen sichtbaren Wolken bedeckt ist. Der Teilbedeckungsgrad gibt die Bedeckung der einzelnen Wolkenstockwerke an. Oftmals werden nur die tiefsten Wolken verschlüsselt, da nur jene sichtbar sind. Die Bedeckungsgrade werden von 0 bis 8 Achtel angegeben, wobei 0 Achtel wolkenlos und 8 Achtel komplett bedeckt bedeutet. Die Verschlüsselung mit der Zahl 9 besagt, dass der Himmel nicht sichtbar ist (Bergstationen). (Deutscher Wetterdienst, 1990 [36])

2.2.1.2. Höhe der tiefsten Wolken

Nachfolgende Tabelle zeigt, welche Schlüsselziffer für welchen Bereich in Meter über Grund in Bezug auf die Untergrenze der tiefsten Wolken zutrifft.

2. Grundlagen

Schlüsselziffer	h...Höhe der Untergrenze der tiefsten Wolken über Grund
0	tiefer als 50 Meter
1	50 - 100 Meter
2	100 - 200 Meter
3	200 - 300 Meter
4	300 - 600 Meter
5	600 - 1000 Meter
6	1000 - 1500 Meter
7	1500 - 2000 Meter
8	2000 - 2500 Meter
9	Keine Wolken unter 2500 Meter vorhanden
/	Wolken vorhanden, Untergrenze unterhalb bzw. Obergrenze oberhalb der Bergstation

Tabelle 2.4.: Verschlüsselung Höhe der Wolkenuntergrenze (Mayer, 2009 [26])

2.2.1.3. Wolkengattungen

Die Bestimmung der Wolkengattungen kann sehr komplex ausfallen, eine nähere Beschreibung findet man im Kapitel A auf Seite 89.

2.3. Wolken Makrophysik

2.3.1. Wolken Thermodynamik

Wichtigster Parameter für die Wolkenbildung ist die vorhandene Feuchte in der Atmosphäre. Feuchte Luft verhält sich nahezu wie ein ideales Gas. Das ideale Gasgesetz lautet wie folgt:

$$p = p_d + e = nRT \quad (2.1)$$

$p = \text{Luftdruck} [hPa]$

$p_d = \text{Luftdruck von trockener Luft} [hPa]$

$e = \text{Dampfdruck von Wasser} [hPa]$

$n = \text{molare Dichte} \left[\frac{\text{mol}}{\text{m}^3} \right]$

$R = \text{universelle Gaskonstante} \left[\frac{\text{J}}{\text{molK}} \right]$

$T = \text{Temperatur von trockener Luft} [K]$

Durch Umschreiben der Gleichung 2.1 mit der Massendichte ρ_{Luft} und unter Verwendung der mittleren molaren Massen für trockene und feuchte Luft und der Einführung der virtuellen Temperatur⁸, erhält man:

$$p = \rho_{Luft} R_d \left(\frac{1 + r_v/\varepsilon}{1 + r_v} \right) T = \rho_{Luft} R_d T_v \quad (2.2)$$

$R_d = \text{Gaskonstante von trockener Luft} \left[\frac{\text{J}}{\text{kgK}} \right]$

$r_v = \frac{\rho_v}{\rho_d} \text{Mischungsverhältnis für Wasserdampf}$

$\varepsilon = \frac{M_v}{M_d} = 0.622 \text{ Verhältniss der molaren Massen feuchter zu trockener Luft}$

$T_v = \left(\frac{1+r_v/\varepsilon}{1+r_v} \right) T \dots \text{virtuelle Temperatur} [K]$

Das universelle Gasgesetz beinhaltet nun die in der Atmosphäre vorhandene Feuchte. (Lamb, 2011 [20])

⁸Die virtuelle Temperatur ist jene Temperatur, welches ein trockenes Luftpaket haben müsste um die gleiche Dichte wie feuchte Luft unter gleichem Luftdruck zu haben. Die virtuelle Temperatur ist somit immer höher als die Lufttemperatur. (Holton, 2004 [11])

2. Grundlagen

2.3.1.1. Kerngrößen

potentielle Temperatur

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R_d}{c_p}} \quad (2.3)$$

p_0 = Standardatmosphäre 1000 hPa

p = Luftdruck [hPa]

c_p = spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck $\left[\frac{J}{kg K} \right]$

Die potentielle Temperatur ist definiert als jene Temperatur wenn man ein Luftpaket adiabatisch auf $p_0 = 1000 \text{ hPa}$ bringt. Sie bleibt dabei für trockenadiabatische Verlagerungen konstant. (Lamb, 2011 [20])

Virtuelle potentielle Temperatur

$$\theta_v = T_v \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R_d}{c_{pd}}} \quad (2.4)$$

c_{pd} = spez. Wärmekapazität bei konstantem Druck bei trockener Atmosphäre $\left[\frac{J}{kg K} \right]$

Die virtuelle potentielle Temperatur ist insbesondere für Prozesse in der Grenzschicht bedeutsam. Da der Effekt von Wasserdampf auf die Luftdichte in diesem Bereich der Atmosphäre am Größten ist, macht die Einführung dieser Erhaltungsgröße notwendig. Sie bleibt nahezu erhalten für trockenadiabatische Prozesse. Um den Beitrag des Wasserdampfes einzufügen, wurde die Temperatur mit der virtuellen Temperatur ersetzt. (Lamb, 2011 [20])

Äquivalent potentielle Temperatur

$$\theta_e \approx \theta \exp \left(\frac{L_c q_s}{c_p T} \right) \quad (2.5)$$

L_c = spezifische Verdampfungswärme von Wasser $\left[\frac{J}{K} \right]$

q_s = Mischungsverhältnis Wasserdampf/Luft

Die äquivalent potentielle Temperatur ist die potentielle Temperatur, wenn ein Luftpaket dessen Feuchtigkeit kondensiert und die dabei resultierende latente Wärme zur Erwärmung des Luftpaketes genutzt wird. Dabei wird das Luftpaket angehoben bis die Feuchtigkeit komplett kondensiert ist und dann adiabatisch auf 1000 hPa geführt. (Holton, 2004 [11])

Stabilität

Man stelle sich ein Luftpaket vor, das im Gleichgewicht der Kräfte ist. Reicht eine kleine Störung aus, um das Luftpaket aus dem Gleichgewicht zu bringen, spricht sich von dessen Ursprungsort wegzubewegen, oder kehrt es dorthin zurück?

Eine Verlagerung nach oben (unten) führe dazu, dass das Paket kälter (wärmer) wird als dessen Umgebungstemperatur und somit zu dessen Ursprung zurückkehrt. Stellt sich diese Situation in der Atmosphäre ein, spricht man von stabilen Luftmassen. Instabil heisst, dass diesselbe Verlagerung dazu führt, dass sich das Paket immer mehr von dessen Ursprung wegverlagert. Indikator für die Stabilität ist somit der vertikale Temperaturgradient $(-\frac{dT}{dz})$. Er ist zudem ein Indiz für konvektive (instabile) beziehungsweise stratiforme (stabile) Luftmassen. (Lamb, 2011 [20])

Der Auftrieb, den ein Luftpaket von dessen Umgebung erfährt, spielt dabei eine entscheidende Rolle. Das Luftpaket befindet sich in Gleichgewicht, wenn die wirkenden Kräfte gleich 0 sind. (Lamb, 2011 [20])

$$-\int p\vec{n}dA + \int \rho\vec{g}dV = -\int \nabla p dV + \int \rho\vec{g}dV = 0 \quad (2.6)$$

\vec{n} = nach aussen gerichteter Einheitsvektor

A = Oberfläche des Luftpaketes

$\vec{g} = -g\vec{e}_z$...Gravitationsbeschleunigung $[\frac{m}{s^2}]$

ρ = Dichte des Luftpaketes/Umgebung $[\frac{kg}{m^3}]$

V = Volumen des Luftpaketes

Die durch den Dichteunterschied zwischen Luftpaket und dessen Umgebung entstehende Nettokraft, ist abhängig vom Luftpaketvolumen. (Lamb, 2011 [20])

$$\vec{F}_B = \int \rho_p\vec{g}dV - \int p\vec{n}dA = \int (\rho_p - \rho)\vec{g}dV \approx -(\rho_p - \rho)gV\vec{e}_z \quad (2.7)$$

\vec{F}_B = Nettoauftriebskraft

ρ_p = Dichte des Luftpaketes $[\frac{kg}{m^3}]$

ρ = Dichte der Umgebung $[\frac{kg}{m^3}]$

Bei der obigen Umwandlung wurde das Divergenz Theorem⁹ verwendet. Der Auftrieb, im Gegensatz zur Netto Kraft welche vom Luftpaketvolumen abhängig ist, ist die Nettokraft pro Masseneinheit. (Lamb, 2011 [20])

⁹Beziehung zwischen dem Volumenintegral über einen Bereich und dem Oberflächenintegral über dessen Randfläche $\iiint (div\vec{v})dV = \iint (\vec{v}\cdot\vec{n})dA$ (Meyberg et al., 2003 [27])

2. Grundlagen

$$B \equiv \frac{F_B}{\rho_p V} = -g \frac{(\rho_p - \rho)}{\rho_p} = g \left(\frac{T_{vp} - T_v}{T_v} \right) \quad (2.8)$$

$B = \text{Auftrieb (engl. Buoyancy) [N]}$

$T_{vp} = \text{virtuelle Temperatur des Luftpaketes [K]}$

$T_v = \text{virtuelle Temperatur der Umgebung [K]}$

Angenommen die Dichte des Luftpaketes übersteigt jene der Umgebung ($\rho_p > \rho$; $T_{vp} < T_v$) dann wäre der Auftrieb negativ ($B < 0$). Eine nach oben gerichtete Beschleunigung kommt dann zustande, wenn $\rho_p < \rho$ und $T_{vp} > T_v$ und der Auftrieb positiv ist ($B > 0$). (Lamb, 2011 [20])

Für große Verlagerungen beziehungsweise für den jeweiligen betrachteten Prozess kann der Auftrieb auch in Form der potentiellen und äquivalent potentiellen Temperatur ausgedrückt werden. (Lamb, 2011 [20])

$$B = g \frac{(\theta_p - \theta)}{\theta} = g \frac{(\theta_{ep} - \theta)}{\theta} \quad (2.9)$$

$\theta_p = \text{potentielle Temperatur des Luftpaketes [K]}$

$\theta_{ep} = \text{äquivalent potentielle Temperatur des Luftpaketes [K]}$

Bei keiner Kondensation lassen sich folgende 3 Grundregeln aufstellen:

- $\frac{dT_v}{dz} > -\Gamma_d$, oder $\frac{d\theta_v}{dz} > 0 \rightarrow \text{stabil}$
- $\frac{dT_v}{dz} = -\Gamma_d$, oder $\frac{d\theta_v}{dz} = 0 \rightarrow \text{neutral}$
- $\frac{dT_v}{dz} < -\Gamma_d$, oder $\frac{d\theta_v}{dz} < 0 \rightarrow \text{instabil}$

Ob die Atmosphäre ohne Kondensation in unterschiedlichen Höhen stabil, neutral oder instabil geschichtet ist hängt von der vertikalen Schichtung der virtuell potentiellen Temperatur ab. Ist diese positiv (negativ) ist die Atmosphäre stabil (instabil). (Lamb, 2011 [20])

Wenn durch die vertikale Verlagerung Kondensation eintritt, verändert sich der vertikale Temperaturgradient. Falls der Temperaturgradient der Umgebung den feuchtadiabatischen Temperaturgradienten übersteigt ($\Gamma_s < \Gamma < \Gamma_d$), wird die Atmosphäre als „conditionally“ instabil (feuchtlabil) bezeichnet. Die Menge an Wasser, die einer Phasenumwandlung unterliegt, ist eine Funktion der Temperatur, somit ist der feuchtadiabatische Temperaturgradient variabel, was einen direkten Vergleich schwierig macht.

2. Grundlagen

Daher wird eine neue Variable, genannt gesättigte äquivalent potentielle Temperatur, eingeführt. Sie definiert die äquivalent potentielle Temperatur, die ein nicht gesättigtes Luftpaket haben würde, wenn es gesättigt wäre. (Lamb, 2011 [20])

$$\theta_{es} = \theta \exp \left(\frac{L_c q_s}{c_p T} \right) \quad (2.10)$$

- $\frac{d\theta_v}{dz} < 0 \rightarrow$ absolut instabil
- $\frac{d\theta_v}{dz} < \frac{d\theta_{es}}{dz} < 0 \rightarrow$ conditionally instabil
- $\frac{d\theta_{es}}{dz} = 0 \rightarrow$ neutral gesättigt
- $\frac{d\theta_{es}}{dz} > 0 \rightarrow$ absolut stabil

Falls θ_{es} mit der Höhe abnimmt wird die Dichte des Luftpaketes geringer und die Schicht wird als „conditionally“ instabil bezeichnet. Im Gegensatz dazu, wenn θ_{es} vertikal zunimmt ist sie absolut stabil. Nimmt die Umgebungstemperatur in einer Schicht auf dem feuchtadiabatischen Temperaturgradienten ab, bleibt θ_{es} konstant mit der Höhe und die Dichte des gesättigten Luftpaketes bleibt während des Aufstieges gleich im Vergleich zu der Dichte der Umgebung. (Lamb, 2011 [20])

Im Zusammenhang mit Stabilität wird oft eine weitere Größe verwendet, genannt Convective Available Potential Energy (CAPE), die zur Verfügung stehende Energie zwischen dem Level of free Convection (LFC)¹⁰ und dem Level of neutral Buoyancy (LNB)¹¹. (Lamb, 2011 [20])

$$CAPE = \int_{LFC}^{LNB} B dz = g \int_{LFC}^{LNB} \frac{T_{vp} - T_v}{T_v} dz \quad (2.11)$$

CAPE gibt die maximal mögliche kinetische Energie an, die ein instabiles Luftpaket annehmen kann unter der Annahme, dass das Luftpaket während des Aufstieges keine Vermischung mit der Umgebung erfährt und den Umgebungsdruck sofort annimmt. (Holton, 2004 [11])

Die Arbeit, die benötigt wird um das Luftpaket auf LFC zu heben, wird als Convective Inhibition (CIN) bezeichnet. (Holton, 2004 [11])

$$CIN = - \int_0^{LFC} B dz = -g \int_{LFC}^{LNB} \frac{T_{vp} - T_v}{T_v} dz \quad (2.12)$$

¹⁰LFC ist jenes Niveau, ab dem ein Luftpaket durch Auftrieb den weiteren Aufstieg selbstständig fortsetzt. Voraussetzung dafür ist, dass das Luftpaket wärmer ist als dessen Umgebung. (Mayer, 2008 [25])

¹¹Das aufsteigende Luftpaket steigt solange weiter auf, bis die Temperatur des Luftpaketes kühler ist als die der Umgebung. Diese Grenze bzw. dieses Niveau wird Level of neutral Buoyancy (LNB), Equilibrium Level (EN) oder Gleichgewichtsniveau (GN) genannt. (Mayer, 2008 [25])

2.3.2. Entstehung und Entwicklung von Wolken

Die Grundvoraussetzungen für die Entstehung von Wolken sind ein genügend großes Angebot an Wasserdampf in der Atmosphäre, Aerosol Partikel und ein Mechanismus zur Abkühlung der Luft. Wichtigster Bestandteil ist das Vorhandensein von Wasser in kondensierter Form. Damit sich eine Wolke formt, ist von besonderer Bedeutung, dass Aerosole in der Atmosphäre vorhanden sind, da sich der Wasserdampf dort anheften kann und sich Wolkentröpfchen ausbilden. Meist handelt es sich dabei um Seesalzkerne aus dem Ozean, Mineralteilchen aus Vulkanausbrüchen oder Wüstenregionen, Kohlestaub, Rußpartikel aus Befeuerungsanlagen oder sulfathaltige Partikel, die aus diversen Reaktionen entstanden sind. (Maenz, 2004 [23]) Damit die Konzentration von Wasserdampf den Gleichgewichtszustand übersteigt und Wolken sich formen können ist ein Kühlungsmechanismus von Nöten. Dieser veranlasst die Temperatur unter die des Taupunktes zu sinken und lässt Kondensation stattfinden. (Lamb, 2011 [20])

2.3.2.1. Kühlungsmechanismus

Der Kühlungsmechanismus bewirkt, dass der Partialdruck von Wasserdampf $p_{H_2O} \equiv e$ den Gleichgewichts-Wasserdampfdruck des Kondensats $e_{eq}(T)$ übersteigt. Dieser ist abhängig von der Temperatur und steigt monoton mit steigender Temperatur an. Das heisst, falls die Temperatur durch einen Kühlungsprozess fällt, sinkt zugleich $e_{eq}(T)$ und fällt möglicherweise unter den Partialdruck ($e > e_{eq}(T)$) und Kondensation tritt ein.

Der Kühlungsmechanismus tritt meist als adiabatische Ausdehnung der Luft durch aufsteigende Luftbewegungen auf, jedoch ist es auch möglich, dass sich Wolken bei konstantem Druck (isobarisch) in Zusammenhang mit Strahlung, Wärmeleitung oder Vermischen der Luftmassen, entstehen. (Lamb, 2011 [20])

- Isobarische, diabatische Kühlung

Luft kühlt dadurch ab, dass die Energie durch die Oberfläche eines Gasmoleküls oder eines flüssigen bzw. festen Partikels schneller entweicht, als gleichzeitig auftrifft. Oft kühlt sich die Luft indirekt ab. Die Folge davon ist ein entstehender Strahlungs-¹² beziehungsweise Advektionsnebel¹³. (Lamb, 2011 [20])

- Isobarische, adiabatische Kühlung

Durch das Vermischen zweier Luftmassen und die daraus folgende Abkühlung entstehen oft Wolken. Umso größer dieser Kontrast zwischen Temperatur und Wasserdampfkonzentration ist, umso deutlicher. Bestes Beispiel dafür sind Flugzeug-Contrails. (Lamb, 2011 [20])

¹²Strahlungsnebel entsteht meist über Nacht bei ruhiger winterlicher Hochdrucklage durch Wärmeenergieabstrahlung des Bodens und der dadurch abkühlenden bodennahen Schicht. (L.Schulte, 2008 [22])

¹³Advektionsnebel entsteht, wenn warme und feuchte Luftmassen über kältere Oberflächen (Land, Meer, Küste) hinwegströmt und abkühlt. (L.Schulte, 2008 [22])

2. Grundlagen

- Adiabatische Kühlung

Durch Hebung von feuchter Luft in Bereiche niedrigeren Luftdruckes entstehen die meisten Wolken. Während der Hebung senkt sich sowohl der totale Luftdruck, als auch der Partialdruck von Wasserdampf, dadurch fällt wiederum die Temperatur durch adiabatische Expansion und führt zu einer Verminderung des Partial- und Gleichgewichtsdruckes von Wasserdampf. Der Gleichgewichtsdruck von Wasserdampf senkt sich allerdings schneller als der Partialdruck, was zu einer Erhöhung des Sättigungsverhältnisses mit der Höhe führt. (Lamb, 2011 [20])

Lifting Condensation Level (LCL):

Der Lifting Condensation Level ist jene Höhe über Grund, in der sich die Wolkenuntergrenze befindet. Ist das Sättigungsverhältnis gleich eins, beginnt die Kondensation und es bildet sich eine Wolke. Die Höhe des Lifting Condensation Level kann durch bekannte Variablen wie die Temperatur und den Taupunkt am Boden berechnet werden. (Lamb, 2011 [20])

$$z_{LCL}[m] = \frac{T_{Boden} - T_{d,Boden}}{\Gamma_d - \Gamma_{dd}} = \frac{T_{Boden} - T_{d,Boden}}{8 \frac{^{\circ}C}{km}} = (T_{Boden} - T_{d,Boden}) * 125 \frac{m}{^{\circ}C} \quad (2.13)$$

$$z_{LCL} = \text{Höhe des Lifting Condensation Level [m]}$$

$$T_{Boden} = \text{Temperatur am Boden [K]}$$

$$T_{d,Boden} = \text{Taupunktstemperatur am Boden [K]}$$

$$\Gamma_d = \text{trockenadiabatischer Temperaturgradient } \left[9.8 \frac{K}{km}\right]$$

$$\Gamma_{dd} = \text{Temperaturgradient des Taupunktes } \left[1.6 - 1.9 \frac{K}{km}\right]$$

Umso geringer der Spread von Temperatur und Taupunkt am Beobachtungsort ist, umso höher ist die relative Feuchte und umso niedriger sind die Wolkenuntergrenzen. (Lamb, 2011 [20])

2. Grundlagen

2.3.2.2. Wolkendynamik

Die Wolkendynamik unterliegt der Erhaltung von Impuls, Masse und Energie. Mit den Newton's Bewegungsgesetzen werden alle Veränderungen der Bewegung in der Luft beschrieben. Newton's zweites Gesetz beschreibt diese durch die Coriolis Kraft ($fv, -fu$), Druckgradientkraft ($-\frac{1}{\rho} \cdot \nabla p$), Gravitationsbeschleunigung g und der Reibungskraft $\vec{F} = (F_u, F_v, F_w)$. (Lamb, 2011 [20])

$$\frac{du}{dt} = \frac{\partial u}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla u = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + fv + F_u \quad (2.14)$$

$$\frac{dv}{dt} = \frac{\partial v}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla v = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu + F_v \quad (2.15)$$

$$\frac{dw}{dt} = \frac{\partial w}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla w = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + F_w \quad (2.16)$$

$\vec{v} = u\vec{i} + v\vec{j} + w\vec{k} \equiv (u, v, w) \dots \text{Geschwindigkeit des Luftpaketes } \left[\frac{m}{s}\right]$

$f = \text{Coriolis Parameter } [s^{-1}]$

$\vec{F} = (F_u, F_v, F_w) \dots \text{Reibungskraft}$

Wenn Gravitation auf räumliche Variationen der Luftdichte wirken entsteht Konvektion. Die der Bewegung entgegenwirkenden Druckvariationen entstehen aus den daraus resultierenden atmosphärischen Bewegungen. Daher wird die vertikale Bewegungsgleichung 2.16 mit Auftrieb und vertikaler Störungsdruckgradientkraft umgeschrieben. Dazu wird die reale Atmosphäre als hypothetischer, in hydrostatischen Gleichgewicht befindlicher, Grundzustand angesehen, in der kleine Anomalien in Druck und Luftdichte wirken. Weiters wird die Reibungskraft vernachlässigt. Somit schreibt sich 2.16 als:

$$\rho \frac{dw}{dt} = -\frac{\partial p}{\partial z} - \rho g - \frac{\partial \bar{p}(z)}{\partial z} - \bar{\rho}(z)g = -\frac{\partial p'}{\partial z} - \rho'g \quad (2.17)$$

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial z} - \frac{\rho'}{\rho}g = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial z} - B \quad (2.18)$$

$\bar{p} = \text{Grundzustand der Atmosphäre bzgl. Luftdruck } [hPa]$

$\bar{\rho} = \text{Grundzustand der Atmosphäre bzgl. Luftdichte } \left[\frac{kg}{m^3}\right]$

$p' = \text{Störung der Atmosphäre bzgl. Luftdruck } [hPa]$

$\rho' = \text{Störung der Atmosphäre bzgl. Luftdichte } \left[\frac{kg}{m^3}\right]$

Das heisst, Beschleunigungen in vertikaler Richtung resultieren einerseits von dem ersten Term auf der rechten Seite von Gleichung 2.18, der vertikalen Druckgradientkraft

2. Grundlagen

der atmosphärischen Störung und andererseits durch die Auftriebskraft als zweiten Term. Verantwortlich für den ersten Term sind entweder hydrostatische Prozesse, wie zum Beispiel horizontale Advektion von höherer/niedrigerer Luftdichte, horizontale Divergenz und diabatische/adiabatische Temperaturänderungen oder nicht hydrostatischen Ursprungs verknüpft mit Geschwindigkeitsgradienten oder Luftdichteanomalien durch vertikale Bewegungen. (Lamb, 2011 [20])

Parcel Theory

Die Parcel Theory behandelt die einfachste Möglichkeit der dynamischen Representation einer Wolke. Die Wolke wird als Luftpaket angesehen, das sich frei bewegt unter dem Einfluss der Schwere ohne Störung der Umgebungsluft. Die einzig relevante Gleichung ist dabei die vertikale Bewegungsgleichung 2.18 unter der Voraussetzung, dass die vertikalen Beschleunigungen einzig vom Auftrieb des Luftpaketes stammen. Dazu wird Gleichung 2.18 mit $w = \frac{dz}{dt}$ multipliziert und die Druckgradientkraft der atmosphärischen Störung vernachlässigt. Nach Integration und Anwendung des idealen Gasgesetzes und der hydrostatischen Grundgleichung ergibt sich folgendes:

$$w \frac{dw}{dt} = B \frac{dz}{dt} \rightarrow w^2(z) = w^2(z_0) + 2 \int_{z_0}^z B dz \quad (2.19)$$

$$\int_{z_0}^z B dz = \int_{p_0}^p R_d(T_{v_p} - T_v)(-d \ln p) \quad (2.20)$$

Dieses Integral gibt den Bereich auf einem thermodynamischen Diagramm begrenzt durch die adiabatische Prozesskurve von der Luftpakettemperatur und dem Profil der Umgebungstemperatur zwischen den Drucklevel und den dementsprechenden Höhen z und z_0 wieder. Wenn wir nun den Level of free Convection (LFC) als z_0 ansehen und dort $w^2 = 0$ annehmen und z als den Level of neutral Buoyancy (LNB), dann ergibt sich für die vertikale Geschwindigkeit am Punkt LNB:

$$w(z_{LNB}) = \sqrt{2 \cdot CAPE} \quad (2.21)$$

Diese vertikale Geschwindigkeit stellt theoretisch das obere Limit für aufsteigende Luftmassen bei Konvektion dar. (Lamb, 2011 [20])

Beschränkungen der Parcel Theory

- Vernachlässigung der Druckgradientkraft der Störung

In der realen Atmosphäre ist eine Vernachlässigung der Druckgradientkraft der atmosphärischen Störung nicht korrekt. Sie wirkt zu einem großen Teil gegen die Beschleunigung durch die Auftriebskraft. Durch das Aufsteigen des Luftpaketes und der dadurch stattfindenden Verdrängung von Umgebungsluft befindet sich typischerweise relativ hoher (tiefer) Luftdruck überhalb einer warmen (kalten) Luftblase und relativ tiefer (hoher) Luftdruck unterhalb einer warmen (kalten) Luftblase. Dies führt zu einem vertikalen Gradienten des Störungsauftriebsdruckes p'_b . Eine nach oben (unten) gerichtete Auftriebskraft verbunden mit einer warmen (kalten) Luftblase neigt zu einer nach unten (oben) gerichteten Störungsdruckgradientkraft. Somit erfährt das Luftpaket weniger Auftriebskraft als durch die Parcel Theory beschrieben. (Lamb, 2011 [20])(Markowski, 2011 [24])

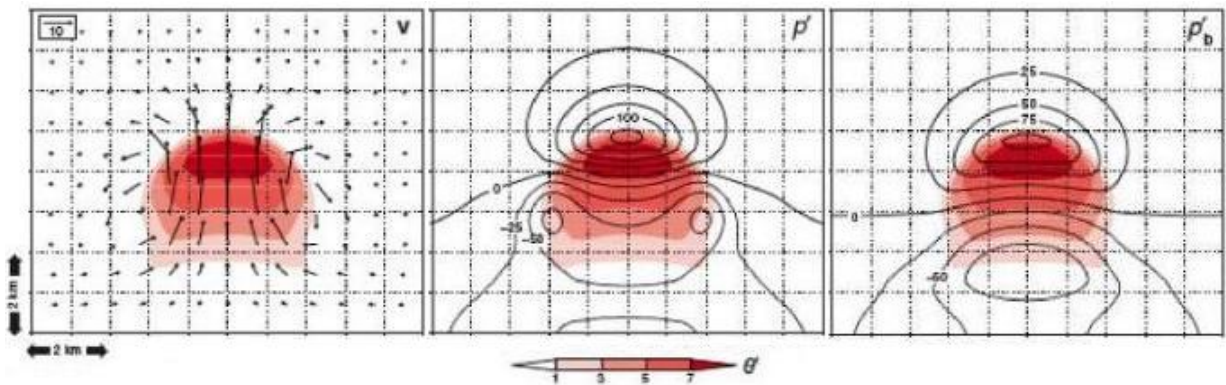


Abbildung 2.2.: Simulation einer aufsteigenden Luftblase; Einheiten θ' [K] und p' [Pa] (Markowski, 2011 [24])

- Dichteanomalien

Eine gewichtige Rolle spielt auch die Größe der Dichteanomalie. Ist die Dichteanomalie horizontal eher klein benötigt es weniger Energie/Kraft (Störungsdruck) die Umgebungsluft seitlich vom Luftpaket fernzuhalten. Ist diese Dichteanomalie groß genug muss umso mehr Umgebungsluft ferngehalten werden, was einen umso größeren Störungsdruck benötigt. Das heisst die vertikale Druckgradientkraft der Störung vergrößert sich im Verhältnis zur Breite des Luftpaketes und die Auftriebskraft wird zunehmend ausgeglichen. Dies führt zu keiner vertikalen Verlagerung und Bewegung. Die Atmosphäre wird dabei als hydrostatisch bezeichnet. (Lamb, 2011 [20])

2. Grundlagen

- Vermischung (Entrainment)

In der Parcel Theory wurde zusätzlich zur Druckgradientkraft die Reibungskraft vernachlässigt. Diese kommt durch turbulenten Austausch von Impuls, Wasserdampf, Kondensationsprodukten und der Temperatur zwischen Luftpaket und dessen Umgebung zustande. Luftpakete mit großem Oberflächen und Volumen Verhältnis sind anfälliger für Entrainment, da die Vermischung mit der Umgebung nur an den Rändern des Luftpaketes stattfindet. (Lamb, 2011 [20])

- Hydrometeore

Die Parcel Theory vernachlässigt ebenso die Beeinflussung des Auftriebes durch Hydrometeore. Angenommen die gesamten Kondensationsprodukte befinden sich im Aufwindbereich wird die Auftriebskraft wesentlich reduziert. Andererseits wenn Niederschlag aus dem Luftpaket ausfällt und der Wasseranteil vermindert wird, verstärkt sich die Auftriebskraft und in Folge dessen der Aufwind. (Lamb, 2011 [20])

$$B \approx \left(\frac{T_{v_p} - T_v}{T_v} - m \right) g \quad (2.22)$$

$m = \text{Mischungsverhältnis von feuchter Luft (Luftpaket) zu trockener Luft (Umgebung)} \left[\frac{g}{kg} \right]$

2.3.2.3. Mesoskalige Organisationen

Wolken treten oft in Formationen auf, wie zum Beispiel als Gewitter-Systeme (Einzel-, Multi- und Superzellen oder mesoskalige konvektive Systeme) aber auch als stratiforme Wolken wie Strato-, Altocumulus und Cirren. Die entscheidenden physikalischen Größen sind dabei: (Lamb, 2011 [20])

- Auftrieb als Antriebskraft (Konvektion)
- Auftrieb als Rückstellkraft (Schwere)
- horizontale Auftriebsgradienten (Schwerefeld durch Dichteunterschiede)
- Vorticity (Windscherung)

Konvektive Systeme

Gewitter können unterschiedlichste Formen annehmen zum Beispiel als einzelne Zelle, aber auch als Gruppe von Zellen. Dabei unterscheidet man zwischen der linien- oder haufenförmigen Multizelle beziehungsweise von der weitaus selteneren Superzelle, die als riesiger Gewitterkomplex auftritt. (Krutina, 2007 [19])

- Einzelzellen (Single-Cellular-Convection)

Wichtigstes Merkmal und Voraussetzung für Einzelzellen ist eine vertikale Windscherung im Bereich von 0-6 km Höhe bis zu einem Wert von 10 m/s. Solche vertikale Windscherungen treten unter schwachem synoptischen Forcing auf, sodass die Auslösung durch die über den Tag auftreffende Strahlung und Aufwärmung des Erdbodens erfolgt. (Lamb, 2011 [20])

Der Lebenszyklus einer solchen Zelle lässt sich in 4 Stadien unterteilen:

Das Jugendstadium : Die Initialphase zeichnet sich durch einen einzigen Aufwindbereich aus. Es gibt noch keinen Abwindbereich.

Das Aufbaustadium: In diesem Stadium wird der Aufwindbereich immer mächtiger und in mittlerer Höhe beginnt sich ein Abwindstrom und eine negative Raumladung durch Vergraupelung¹⁴ zu entwickeln. Die Obergrenze des inzwischen mächtigen Cumulonimbus Calvus liegt bei ca. 6000 Meter. (Krutina, 2007 [19])

Das Reifestadium: Der voll entwickelte Cumulonimbus capillatus incus produziert inzwischen heftigen Niederschlag und verstärkt durch seine kinetische Energie den Abwindbereich (Downdraft). Durch die von schmelzenden und verdunstenden Graupelkörner induzierte Wärmeabgabe verstärkt sich dieser und breitet sich am Boden horizontal aus. Der Cumulonimbus hat nun seine maximale vertikale Ausdehnung erreicht und reicht bis zur Tropopause, wo er sich seitlich an der oberen stabilen Schicht horizontal in Strömungsrichtung ausbreitet. Zudem hat sich die für Gewitter übliche Ladungsverteilung in Form eines Dipols ausgebildet. (Krutina, 2007 [19])

Auflösungsstadium: Durch den heftig einsetzenden Niederschlag im Reifestadium breitet sich im Auflösungsstadium die kalte Luft nach allen Seiten aus und stoppt die Aufwindbereiche in den untersten und mittleren Schichten. Somit ist eine weitere Zufuhr von feuchtwarmer Luft unterbunden, sodass kein zusätzlicher Wasserdampf in die Gewitterwolke zugeführt wird und sich die Einzelzelle ausregnet und schlussendlich abstirbt. (Krutina, 2007 [19])

¹⁴Als Vergraupelung wird die Kollision von größeren Eiskristallen mit unterkühlten Wassertropfchen verstanden, die an den Eiskristallen anfrieren. (Israel, 1950 [15])

Entwicklungsstadien einer Einzelzelle

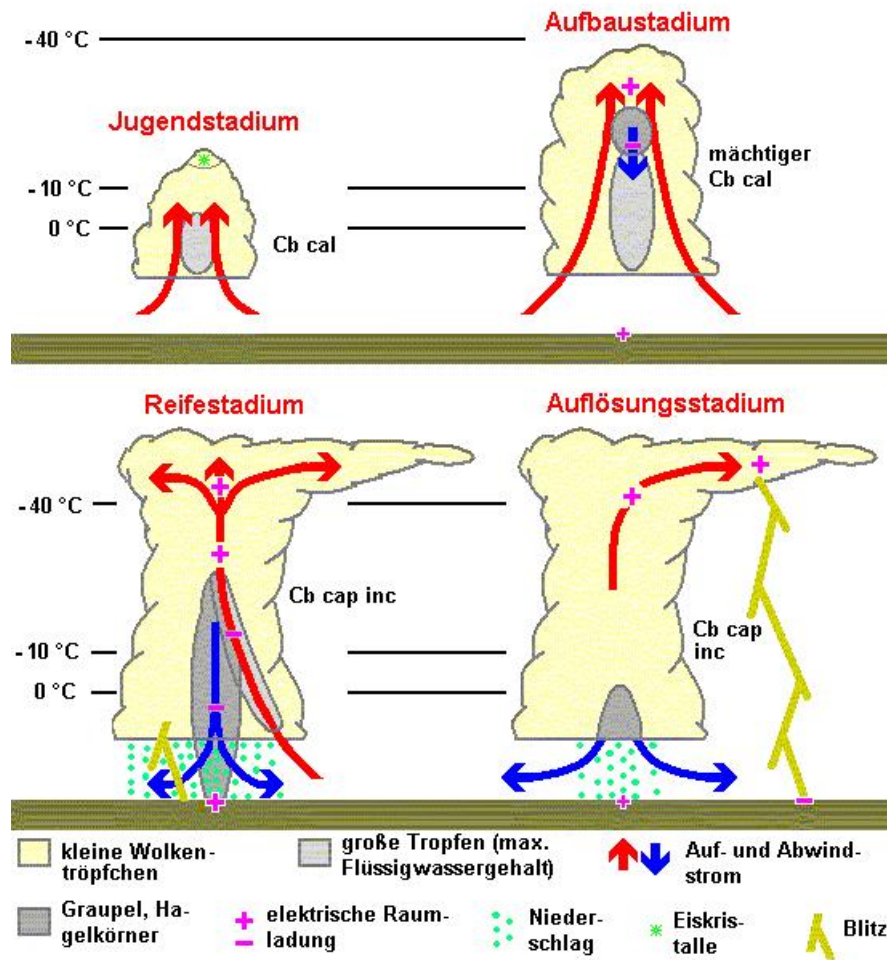


Abbildung 2.3.: Entwicklungsstadien einer Einzelzelle (Krutina, 2007 [19])

- Multizellen (Multicellular-Convection)

Multizellen sind die am häufigsten beobachtbaren konvektiven Wolkensysteme. Durch die ständige Entwicklung neuer Zellen an der Vorderseite im Aufwindbereich, seitlich des ausfließenden Kältepools (Böenfront), ist die Lebensdauer einer Multizelle deutlich höher als die einer Einzelzelle.

Multizellen entwickeln sich bei mäßiger vertikaler Windscherung zwischen 10 und 20 m/s. Schwere Wettererscheinungen, wie zum Beispiel Hagel, Downbursts, Überschwemmungen und schwache Tornados, sind oft Begleiterscheinungen von Multizellen. Hagel entsteht dabei, wenn Graupelkörner, die in älteren Zellen produziert wurden, in den Aufwindbereich der Feeder Cells in unteren Schichten zurück fallen und erneut aufsteigen und somit als Hagel-Embryos dienen. Falls genügend Flüssigwassergehalt vorhanden ist, können diese zu größeren Hagelkörnern anwachsen und zu Boden fallen (Hageltrajektorie). (Krutina, 2007 [19])(Lamb, 2011 [20])

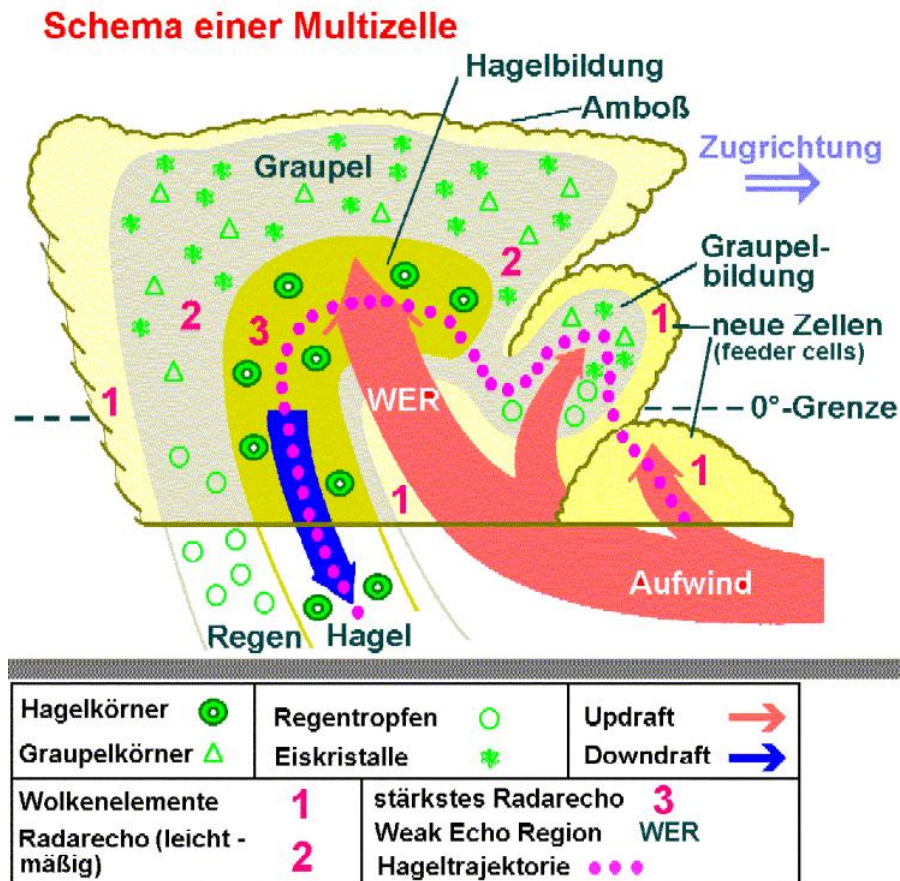


Abbildung 2.4.: Schema einer Multizelle (Krutina, 2007 [19])

- Superzellen (Supercellular Convection)

Superszellen sind die größten und langlebigsten Gewitterzellen. Sie reichen bis zur Tropopause und können diese sogar durchstoßen (overshooting). Eine große vertikale Windscherung von über 20 m/s ist Voraussetzung für die Bildung einer Superszelle. Der Unterschied zur Multizelle liegt darin, dass sich die Superszelle durch die in der Mittelschicht vorhandenen Mesozyklone selbstständig am Leben erhält und nicht wie bei der Multizelle durch Entwicklung neuer Zellen. Im rechten Randbereich des rotierenden Aufwindes entstehen die Graupelkörner, die entlang der Hageltrajektorie in Abbildung 2.5 entlang wandern. Superszellen entstehen einerseits aus einer Multizelle, dies ist aber eher selten, oder andererseits wenn die Aufwärtsbewegung der Luft durch einen zusätzlichen Hebungsprozess bei genügend großer vertikaler Windscherung und bei Vorhandensein von hochreichender großer labilen Schichtung (CAPE) verstärkt wird. Eine Geschwindigkeitszunahme zwischen 3 und 12 Kilometern Höhe und eine markante Rechtsdrehung des Windes bis 3 Kilometern Höhe durch Warmluftadvektion sind dafür notwendig. (Krutina, 2007 [19])

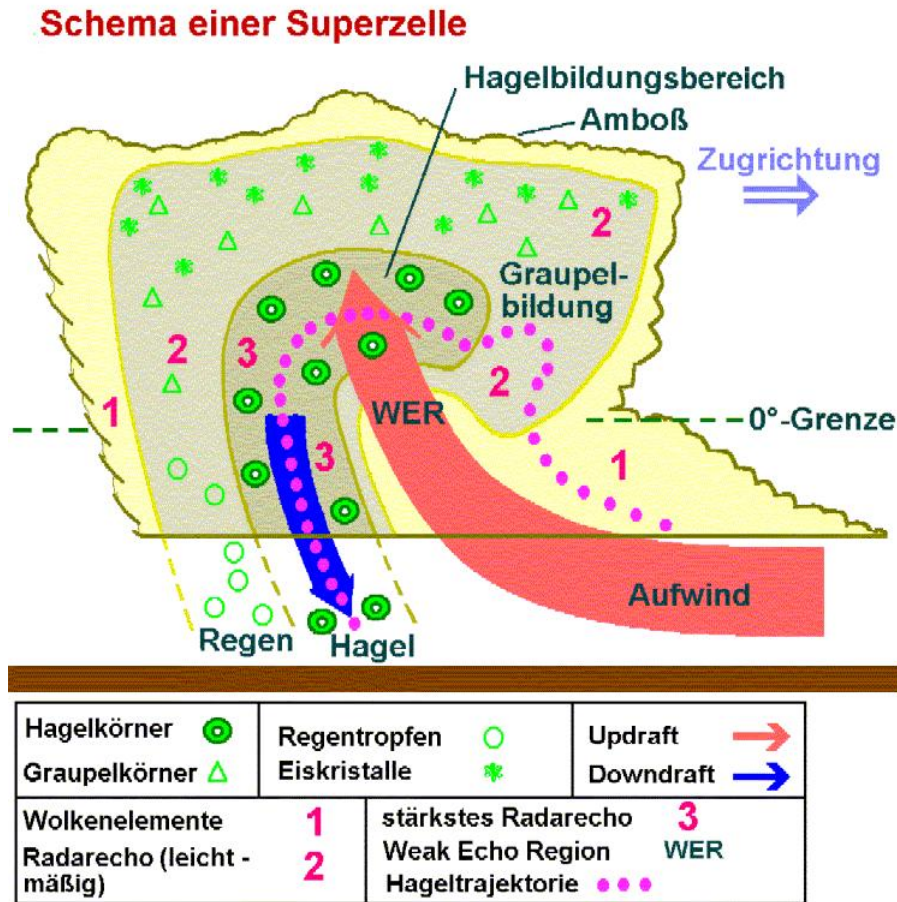


Abbildung 2.5.: Schema einer Superzelle (Krutina, 2007 [19])

Dieser Motor (Mesozyklone) adveht warme und feuchte Luft von Bodennähe in die Zelle und transportiert Niederschlagspartikel von der Vorderseite zur Rückseite und intensiviert dadurch das Niederschlagsereignis am Boden. Durch das Absinken der Partikel wird der Abwindstrom im Bereich der Rückseite verstärkt (Rear flank downdraft RFD). Den Vorderseiten-Downdraft entsteht durch dynamische Absenkung der Luft aus dem Amboßbereich an der Vorderseite der Zelle (Forward flank downdraft FFD). Superzellen bringen zahlreiche Wettererscheinungen mit sich unter anderem schwerer Hagel, Überflutungen durch Niederschläge, hohe Windgeschwindigkeiten, Downbursts und auch Tornados, die sich dort bilden, wo die kältere, eindringende mitteltroposphärische Luft von der Mesozyklone eingefangen wird und zur Rotation getrieben wird. (Krutina, 2007 [19])

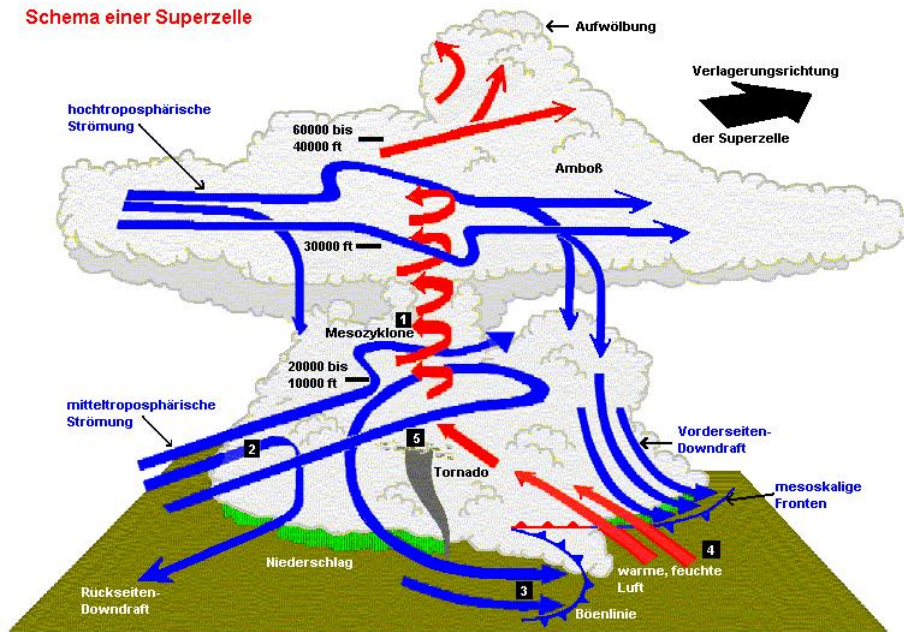


Abbildung 2.6.: Schematischer Querschnitt einer Superzelle (Krutina, 2007 [19])

- Mesoskalige konvektive Systeme

Ein mesoskaliges konvektives System (MCS) hat eine horizontale Ausbreitung von einigen hundert Kilometern (größer als einzelne Gewitter, aber kleiner als der Rossby-Deformationsradius¹⁵) und eine Lebensdauer von über 3 Stunden. Es ist ein zusammenhängendes Gewittersystem, das eine Eigendynamik entwickelt hat. Die Abkoppelung vom eigentlichen zu seiner Entstehung führenden Antriebsmechanismus und die Veränderung des Stromfeldes indem es sich gebildet hat sind charakteristisch für MCS. Mesoskalige konvektive Systeme treten entweder als Konvergenzlinien (Squall Lines) oder als Mesoskalige konvektive Komplexe (MCC) auf. (Lin, 2007 [21])

Squall Lines sind linienhafte konvektive Systeme, die bei sehr starker vertikaler Windscherung auftreten. Sie setzen sich aus Einzelzellen, Multizellen und eher seltener aus Superzellen zusammen. Die einzelnen Böenlinien vereinigen sich zu einer einzigen größeren Böenfront (Squall Line), die durch ihre Größe eine Eigendynamik entwickelt hat und somit unterschiedliche Druck- und Niederschlagsbilder aufweist. Sie nimmt zum Teil die Form einer Kaltfront an und stößt in den Warmluftsektor vor. (Krutina, 2007 [19])

¹⁵ Unter dem Rossby-Deformationsradius versteht man die horizontale Länge eines Systems, ab dem Rotationseffekte gleich wichtig sind wie die Auftriebseffekte. Er wird typischerweise mit 1000 Kilometern angegeben. $L_R = \frac{NL_z}{f}$ mit $N = 0.01 \text{ s}^{-1}$ *Brunt Väisälä Frequenz*; $L_z = 10 \text{ km}$ *vertikale Skala der Bewegung*; $f = 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ *Coriolis Parameter*. (Lin, 2007 [21])

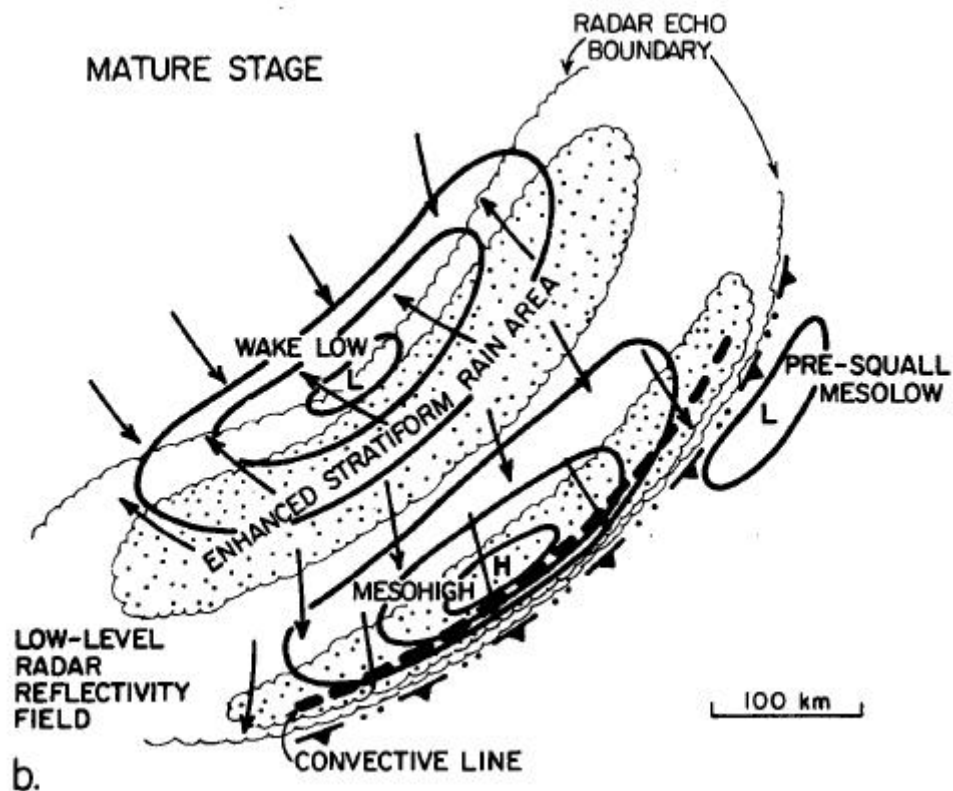


Abbildung 2.7.: Schema einer Squall Line (Johnson et al., 1988 [16])

Squall Lines weisen ein typisches Druckbild mit zum Teil scharfen Druckgradienten auf. Typisch ist vor der Squall Line ein schwaches Boden-Mesotief, dahinter ist die in Abbildung 2.7 durch Kaltfrontsymbole gekennzeichnete Böenfront und gleichzeitig der Vorderrand des konvektiven Niederschlages (gestrichelte Linie). Zwischen dem dahinterliegenden stratiformen Niederschlagsband und dem bereits erwähnten konvektiven Niederschlag erstreckt sich ein Bereich mit relativ schwachem Radarecho. Zwischen diesen beiden Niederschlagsbändern liegt das Boden-Mesohoch, das durch den bodennahen Kaltluftausfluss zustande kommt. Am hinteren Ende, zum Teil noch im stratiformen Niederschlagsband, befindet sich das Bodentief. Es ist am kräftigsten ausgeprägt und wird durch die Absinkewärmung der im mittleren bis hohen Niveau von hinten in die Squall line einströmenden Luft verursacht. (Krutina, 2007 [19])

2. Grundlagen

Mesoskalige konvektive Komplexe sind Systeme, die im Satellitenbild als nahezu kreisförmig, langlebig und als kalte Wolken auftreten. Folgende Kriterien müssen erfüllt sein:

Größe	Wolkenfläche $\geq 50.000 \text{ km}^2$, IR-Temperaturen an Obergrenze $\leq -52 \text{ }^\circ\text{C}$; Wolkenfläche $\geq 100.000 \text{ km}^2$, IR-Temperaturen an Obergrenze $\leq -32 \text{ }^\circ\text{C}$
Dauer	Die obigen Flächengrößen müssen für mindestens 6 Stunden existieren
Exzentrizität	Verhältnis der kleinsten zur größten Achse ≥ 0.7

Tabelle 2.5.: Kriterien für MCC (Lin, 2007 [21])

Stratiforme Wolken

Stratiforme Wolken, wie zum Beispiel Stratocumulus, Altocumulus und/oder Cirrus, spielen für das Klima durch die Beeinflussung der Erdstrahlungsbilanz wegen ihrer großen horizontalen Ausbreitung eine entscheidende Rolle. Die Wolkendynamik wird mit denselben Gleichungen wie für konvektive Wolken beschrieben. Längere Lebensdauer und geringere vertikale Ausdehnung sind die markantesten Unterschiede zwischen stratiformen und konvektiven Wolken. Außerdem entwickeln sie sich in Bereichen von vertikal dünnen, gut durchmischten Schichten. Altocumulus Bewölkung entsteht zum Beispiel durch lokale Konvektion, die entweder vom Boden (Kombination aus Temperatur und Feuchtefluss) oder von Wolkentops (durch langwellige Abkühlung) ausgeht, und viele kleinskalige Wolkenelemente hervorbringt. Stratiforme Wolkenschichten sind begrenzt auf Schichten, die statisch stabil sind und außerhalb eine Abnahme der Wasserdampfkonzentration stattfindet. Die Balance zwischen dem Anstieg des Flüssigwassergehaltes durch Aufstieg feuchter Luft und Abkühlung feuchter Luft in Folge von Nettoverlust der Strahlung beziehungsweise der Abnahme des Flüssigwassergehaltes durch lokale Absinkbewegungen, Sedimentation¹⁶ und das Einfügen von trockener Luft oberhalb der Wolkenschicht beeinflusst die Lebensdauer dieser Wolkenschichten maßgeblich. (Lamb, 2011 [20])

¹⁶Sedimentation ist die Absetzbewegung von flüssigen oder festen Teilchen in einem Fluid unter Einwirkung der Schwerkraft. (Christen, 2009 [4])

2.4. Mikrophysik

In der Mikrophysik von Wolken werden unter anderem Prozesse beschrieben, die für die

- Bildung
- Vergrößerung
- Verkleinerung
- Auflösung
- Ausfallen

von Wolken- und Niederschlagsteilchen verantwortlich sind. Dabei wird zwischen warmen (Temperatur der Wolke über 0°C; nur flüssige Partikel vorhanden) und kalten Wolken (Temperatur zum Teil unter 0°C; flüssige und feste Partikel vorhanden) unterschieden. (Houze, 1993 [12])

2.4.1. Mikrophysik von warmen Wolken

2.4.1.1. Nukleation von Wolkentröpfchen

Nukleation ist jener Prozess, indem zum Beispiel Wassermoleküle eine höhere Ordnung annehmen und somit Wolkentröpfchen entstehen (Wasserdampfmolekül → Wolkentröpfchen). Dabei unterscheidet man zwischen homogener (Bildung eines Wassertröpfchen aus purem Wasserdampf) und heterogener Nukleation (Sammlung von Molekülen auf einer fremden Substanz). Damit Nukleation stattfinden kann, braucht es eine gewisse Menge an vorhandener Energie:

$$\Delta E = 4\pi R^2 \sigma_{vl} - \frac{4}{3}\pi R^3 n_l (\mu_v - \mu_l) \quad (2.23)$$

$$\text{mit } \mu_v - \mu_l = k_B T \ln \frac{e}{e_s} \quad (2.24)$$

ΔE = Energiebedarf für Nukleation

R = Radius des noch nicht ausgereiften Tröpfchens

σ_{vl} = benötigte Arbeit um eine Flächeneinheit der

Kontaktfläche zu erschaffen (Oberflächenenergie)

n_l = Anzahl der Wassermoleküle pro Volumeneinheit im Tröpfchen

μ_v = Gibbs freie Energie für ein einzelnes Wasserdampfmolekül¹⁷

¹⁷Die Änderung der freien Energie nach Gibbs, $\Delta G = \Delta H - T \cdot \Delta S$, bestimmt, ob eine Reaktion/Prozess freiwillig abläuft oder nicht ($\Delta G > 0$ nicht freiwillig; $\Delta G < 0$ freiwillig).

ΔH = Änderung der Enthalpie ; ΔS = Änderung der Entropie (Engels, 2008 [8])

2. Grundlagen

μ_l = Gibbs freie Energie für ein einzelnes Wassermolekül

$k_B = 1.38 \cdot 10^{-23} \frac{J}{K}$ = Boltzmann Konstante (Harten, 2009 [10])

e = Dampfdruck von Wasser [hPa]

e_s = Sättigungsdampfdruck von Wasser [hPa]

Der Energiebedarf für Nukleation setzt sich aus der benötigten Arbeit für die Herstellung einer Oberfläche von Wasserdampf-Wasser um das Tröpfchen herum und der Phasenumwandlungsenergie von gasförmigen in flüssigen Zustand zusammen. Durch Betrachtung der Gleichung 2.24 hängt diese von der Umgebungsfeuchtigkeit des Tröpfchens ab. Mit Gleichung 2.23 und 2.24 und der Voraussetzung $\frac{\partial(\Delta E)}{\partial R} = 0$ kann eine Bedingung für den kritischen Radius, unter der Nukleation stattfindet, aufgestellt werden:

$$R_c = \frac{2\sigma_{vl}}{n_l k_B T \ln\left(\frac{e}{e_s}\right)} \quad (2.25)$$

Somit muss die Luft übersättigt sein ($e/e_s > 1$), damit Wolkentröpfchen entstehen können. Umso höher die Übersättigung, umso geringer wird der kritische Radius und umso mehr Wolkentröpfchen können entstehen. (Houze, 1993 [12])

Heterogene Nukleation nutzt die in der Atmosphäre vorhandenen Aerosole (Cloud Condensation Nucleus CCN). An deren Oberfläche lagert sich der Wasserdampf ab und formt ein Wolkentröpfchen. Der kritische Radius wird hierbei allerdings als kritischer Krümmungsradius betrachtet. Durch das Vorhandensein eines CCN und den angelagerten Wasserdampf übersteigt dieser die Größe der homogenen Nukleation und hat somit eine höhere Chance ein Wolkentröpfchen zu produzieren, das den kritische Radius übersteigt. (Houze, 1993 [12])

2.4.1.2. Kondensation und Evaporation

Sind Wolkentröpfchen durch Nukleation in der Atmosphäre vorhanden, wachsen diese durch Kondensation (Wasserdampf nähert sich dem Wolkentröpfchen an) oder vermindern ihre Größe durch Evaporation (Wasserdampf bewegt sich weg von dem Wolkentröpfchen). Dieser Fluss an Wasserdampfmolekülen ist proportional zum Gradienten der Konzentration der Wasserdampfmoleküle. Die Wasserdampfdichte wird beeinflusst von der Diffusionsgleichung:

$$\frac{\partial \rho_v}{\partial t} = \nabla \cdot (D_v \nabla \rho_v) = D_v \nabla^2 \rho_v \quad (2.26)$$

ρ_v = Wasserdampfdichte $\left[\frac{g}{m^3}\right]$
 D_v = Diffusionskoeffizient $\left[\frac{m^2}{s}\right]$

Unter Annahme, dass die Diffusion im Gleichgewicht ist und die Konzentration von Wasserdampf um das Wassertröpfchen mit Radius R als symmetrisch bis zu einem gewissen

2. Grundlagen

Punkt vom Wassertröpfchenmittelpunkt angesehen wird, hängt die Wasserdampfdichte nur mehr von der radialen Distanz r vom Mittelpunkt des Wassertröpfchens ab. Damit kann Gleichung 2.26 umgeschrieben werden zu:

$$\nabla^2 \rho_v(r) = \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial \rho_v}{\partial r} \right) = 0 \quad (2.27)$$

$r = \text{radiale Distanz vom Wassertröpfchenmittelpunkt}$

Unter Beachtung einer Grenzsicht Bedingung folgt für die Massezunahme durch Diffusion:

$$\dot{m}_{dif} = 4\pi R D_v [\rho_v(\infty) - \rho_v(R)] \quad (2.28)$$

$\rho_v(\infty) = \text{Wasserdampfdichte in der Umgebung } \left[\frac{g}{m^3} \right]$

$\rho_v(R) = \text{Wasserdampfdichte am Boden } \left[\frac{g}{m^3} \right]$

Diese Gleichung kann durch Nebenbedingungen numerisch gelöst werden, jedoch unter der Annahme, dass die Vergrößerung/Verminderung der Tröpfchengröße in einer gesättigten Umgebung stattfindet, auch analytisch. Unter Verwendung der Clausius -Clapeyron-Gleichung¹⁸ und den Nebenbedingungen kann Gleichung 2.28 angeschrieben werden als:

$$\dot{m}_{dif} = \frac{4\pi R \tilde{S}}{F_\kappa + F_D} \quad (2.29)$$

$\tilde{S} \equiv \frac{e(\infty)}{e_s(\infty)} - 1 \dots \text{Umgebungsübersättigung}$

$F_\kappa = \frac{L^2}{\kappa_a R_v T^2(\infty)} \dots \text{mit } L = \text{latente Verdampfungswärme};$

$\kappa_a = 25.6 \frac{mW}{mK} = \text{thermische Leitfähigkeit von Luft (Cremers, 1991 [6])}$

$R_v = \text{Gaskonstante für Wasser};$

$T(\infty) = \text{Temperatur in der Umgebung};$

$F_D = \frac{R_v T(\infty)}{D_v e_s(\infty)} \dots \text{mit } e_s(\infty) = \text{Umgebungssättigungsdampfdruck von Wasser}$

Dabei hängt \tilde{S} von der Feuchtigkeit der Umgebung, F_κ von der thermischen Leitfähigkeit der Luft und F_D von dem Diffusionsvermögen von Wasserdampf ab. Zusammenfassend hängt die Vergrößerungsrate durch Diffusion von einem Tröpfchen von der Temperatur, der Umgebungsfeuchtigkeit und dem Radius des Tröpfchens ab. (Houze, 1993 [12])

¹⁸Die Clausius Clapeyron Gleichung gibt den Zusammenhang zwischen spezifischer Verdampfungsenthalpie und den thermischen Zustandsgrößen wieder. $\frac{dp}{p} = \frac{\Delta H}{R} \frac{dT}{T^2}$ (Doering, 2012 [7])

2.4.1.3. Fallgeschwindigkeit von Wolkentröpfchen

Je größer und schwerer die Wolkentröpfchen werden, umso eher fallen sie auf Grund der Schwerkraft als Niederschlag Richtung Boden.

Für kleine Teilchen (Durchmesser < 0.1 mm) gilt die laminare Umströmung durch deren langsame Fallgeschwindigkeit. Die turbulente Umströmung erfolgt bei größeren Teilchen. Dadurch wird die Unterseite des Tröpfchens abgeplattet und an der Oberseite bilden sich Luftwirbel. (Mayer, 2008 [25])

2.4.1.4. Koaleszenz

Unter Koaleszenz versteht man das Aufsammeln beziehungsweise das Vereinigen und Verschmelzen von Wolkenpartikeln. Dabei fällt ein Wolkentröpfchen Richtung Boden und sammelt andere Wolkentröpfchen auf und vergrößert somit deren Größe. Man unterscheidet zwischen der kontinuierlichen und stochastischen Sammlung.

Kontinuierliche Sammlung Bei der kontinuierlichen Sammlung wächst die Masse kontinuierlich an. Die Anwachsrate wird von der Continuous Collection Gleichung angegeben:

$$\dot{m}_{col} = A_m |V(m) - V(m')| \rho q_{m'} \sum_c (m, m') \quad (2.30)$$

$A_m = \pi(R + R')^2$...Querschnittsfläche des vom kugelförmigen Wolkentröpfchens ausgeschwemmten Bereiches (R, R' ...Radien der Wolkentröpfchen)

$V(m)$ = Fallgeschwindigkeit des Wolkentröpfchen $\left[\frac{m}{s}\right]$

$V(m')$ = Fallgeschwindigkeit der aufzusammelnden Wolkenpartikel $\left[\frac{m}{s}\right]$

$q_{m'}$ = Mischungsverhältnis (Masse an Wasser in den Wolken pro Kilogramm)

$\sum_c (m, m')$ = Sammlungseffizienz

Die Sammlungseffizienz beschreibt das Verhalten der Wolkentröpfchen bezüglich Auffangen und Eingliedern der einzelnen anderen Wolkentröpfchen. Die Sammlungseffizienz besteht einerseits aus der Kollisionseffizienz, die das relative Strömungsmuster um das fallende Wolkentröpfchen bestimmt. Kleine Partikel im Vergleich zum fallenden Wolkentröpfchen werden aus der Kollisionsbahn weggetragen ($E < 1$) oder durch den Sog des Wolkentröpfchens angezogen ($E > 1$). In Abbildung 2.8 sieht man die Kollisionseffizienz mit dem Verhältnis zwischen den Radien der kollidierenden Partikel (R_2) und dem Radius des Wolkentröpfchens (R_1) für verschiedene R_1 aufgetragen. Umso höher der Radius vom fallenden Wolkentröpfchen und umso höher die Radien der kollidierenden Partikel sind, desto besser ist die Kollisions Effizienz. (Houze, 1993 [12])

2. Grundlagen

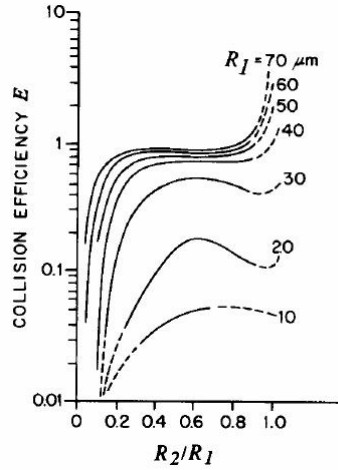


Abbildung 2.8.: Kollisionseffizienz E (Wallace, 1977 [34])

Der zweite Term in der Sammlungseffizienz ist die Koaleszenzeffizienz. Sie beschreibt, ob Koaleszenz zwischen zwei kollidierenden Tröpfchen stattfindet. Es ist möglich, dass die Tröpfchen nur vorläufig aneinander haften bleiben oder durch den Aufprall sie sich wieder voneinander weg bewegen. (Houze, 1993 [12])

Stochastische Sammlung Der Wachstum von Wolkentröpfchen in der realen Atmosphäre ist keineswegs ein kontinuierlicher Prozess. Wolkentröpfchen wachsen nicht gleichmäßig an, sondern manche durchleben mehr Kollisionen als andere und wachsen dadurch schneller an. Um den wahrscheinlichsten Ablauf der Ansammlung von Tröpfchen zu erhalten, ist es notwendig die Verteilung der einzelnen Tröpfchengrößen in Betracht zu ziehen. Die Abnehmrate der Konzentrationen der Wolkentröpfchen durch Koaleszenz mit anderen Tropfen wird durch folgendes Integral beschrieben.

$$I_1(m) = \int_0^\infty \hat{K}(m, m') N(m', t) N(m, t) dm' \quad (2.31)$$

$\hat{K}(m, m')$ ist das Volumen, indem das zu kollidierende Partikel mit Masse m' liegen muss, damit es zur Kollision und Koaleszenz kommt. Die Größenverteilung der einzelnen Wolkentröpfchen wird mit dem Parameter $N(m', t)$ angegeben und $N(m, t)$ ist die Größenverteilung der Richtung Boden fallenden Wolkentröpfchen. (Houze, 1993 [12])

Die Zunahme der Tröpfchen mit Masse m durch Koaleszenz mit anderen Tropfen wird folgendermaßen berechnet:

$$I_2(m) = \frac{1}{2} \int_0^m \hat{K}(m - m', m') N(m - m', t) N(m', t) dm' \quad (2.32)$$

Der Faktor 0.5 vor dem Integral bewirkt, dass nicht jede Kollision doppelt gezählt wird.

2. Grundlagen

Um die Veränderung der Größenverteilung der Tropfen mit der Zeit zu erhalten, wird Gleichung 2.31 von Gleichung 2.32 abgezogen und resultiert in der stochastischen collection Gleichung:

$$\left(\frac{\partial N(m, t)}{\partial t} \right)_{col} = I_2(m) - I_1(m) \quad (2.33)$$

(Houze, 1993 [12])

2.4.2. Mikrophysik von kalten Wolken

2.4.2.1. Homogene Nukleation von Eispartikeln

Sowohl von der flüssigen, als auch von der gasförmigen Phase kann die Nukleation von Eispartikel stattfinden. Die Nukleation von der flüssigen Phase wird gleich behandelt wie die homogene Nukleation von Tröpfchen in Kapitel 2.4.1.1. Dabei wird das Eispartikel als Polyeder¹⁹ betrachtet und der kritische Radius wie in 2.4.1.1 über $\Delta E = \beta_i 4\pi R^2 \sigma_{il} - \frac{4}{3}\pi \alpha_i R^3 n_l (\mu_v - \mu_l)$ mit $(\mu_v - \mu_l) = k_B T \ln \left(\frac{e_s}{e_{si}} \right)$ durch Nullsetzen der Ableitung $\frac{\partial(\Delta E)}{\partial R} = 0$ berechnet.

$$R_{ci} = \frac{2\beta_i \sigma_{il}}{\alpha_i n_i k_B T \ln \left(\frac{e_s}{e_{si}} \right)} \quad (2.34)$$

β_i = geometrischer Faktor für die Fläche (> 1)

σ_{il} = freie Grenzflächenenergie zwischen der Eisfläche und der Flüssigkeit

α_i = geometrischer Faktor für das Volumen (> 1)

n_i = Anzahl der Eismoleküle pro Einheitsvolumen

e_s = Sättigungsdampfdruck von Wasser [hPa]

e_{si} = Sättigungsdampfdruck in Bezug auf eine Eisfläche

Weil die freie Grenzflächenenergie und die Sättigungsdampfdrücke von Eis und Wasser abhängig sind von der Temperatur, ist der kritische Radius ebenfalls eine Funktion der Temperatur. Damit Nukleation von Eispartikeln stattfinden kann, müssen Temperaturen unter -35 bis -40 °C, je nach Größe der Tropfen, vorhanden sein. (Houze, 1993 [12])

¹⁹Polyeder sind geometrische Körper, die mit Vielecken, wie zum Beispiel Dreiecken, Vierecken, Fünfecken ect., begrenzt sind. (Mueller-Philipp, 2011 [29])

2.4.2.2. Heterogene Nukleation von Eispartikeln

Eiskristalle bilden sich auch zwischen Temperaturen von 0 und -40°C , wo keine homogene Nukleation stattfinden kann. Die heterogene Nukleation von Eiskristallen ist umso wahrscheinlicher, desto tiefer die Temperatur ist und die Substanz, die als Oberfläche für die Nukleation dient, eine kristalline Struktur, ähnlich die von Eis, aufweist. Dabei gibt es mehrere Arten von Nukleation:

- Kondensation-Nukleation

Besteht der Wolkenkondensationskern (CCN) aus Eis, findet Kondensation-Nukleation statt. Dies ist die effektivste Methode, da bei Kontakt mit unterkühlten Tröpfchen ein sofortiges Anfrieren der Fall ist.

- Immersionsgefrieren

Der Nukleus besteht aus einer anderen Substanz als Eis und gefriert.

- Kontakt-Nukleation

Durch Kontakt mit einem anderen Eis-Nukleus.

- Deposition-Nukleation

Das Eis wird direkt durch Wasserdampf geformt.

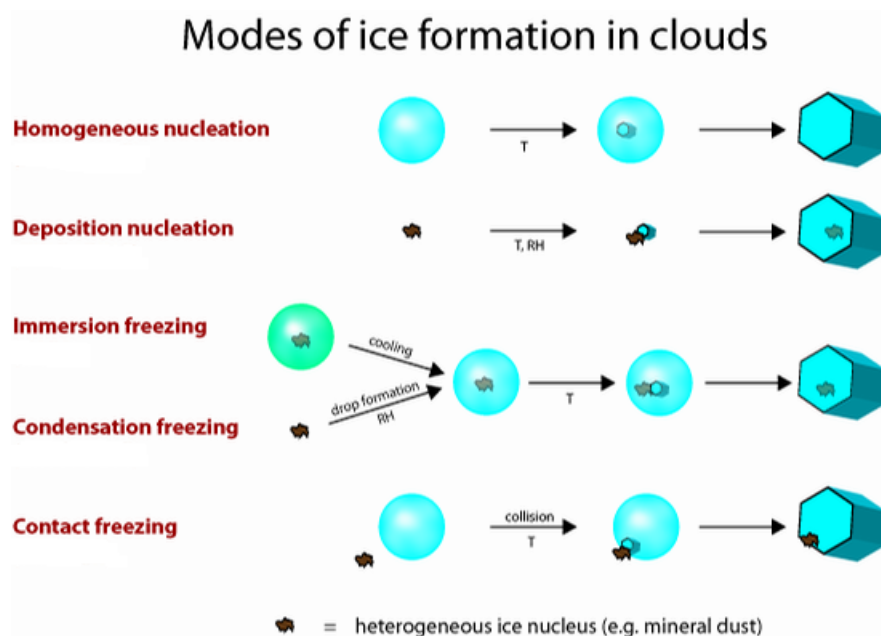


Abbildung 2.9.: Methoden der Eisbildung in Wolken (ETH Zuerich, 2012 [9])

Partikel in der Luft, die geeignet sind für Eiskernung, nennt man ice nuclei. (Houze, 1993 [12])

2. Grundlagen

2.4.2.3. Deposition und Sublimation

Deposition und Sublimation sind die Bezeichnungen für die Vergrößerung beziehungsweise Verkleinerung der Masse eines Eiskristalles durch Diffusion von umgebenden Wasserdampf zum Eiskristall oder von dessen Oberfläche in die Umgebung. Sie sind das Analogon zu Kondensation und Evaporation bei flüssigen Partikeln in Abschnitt 2.4.1.2. Dabei wird in Gleichung 2.28 der Radius der Partikel durch einen Formfaktor \tilde{C} ausgetauscht. (Houze, 1993 [12])

$$\dot{m}_{dif} = \frac{4\pi\tilde{C}\tilde{S}_i}{F_{\kappa i} + F_{Di}} \quad (2.35)$$

\tilde{C} = Formfaktor

$\tilde{S}_i \equiv \frac{e(\infty)}{e_{si}(\infty)} \dots$ Umgebungsübersättigung

$F_{\kappa i} = \frac{L_s^2}{\kappa_a R_v T^2(\infty)} \dots$ mit L_s = latente Wärme bei Sublimation

$F_{Di} = \frac{R_v T(\infty)}{D_v e_{si}(\infty)} \dots$ mit $e_{si}(\infty)$ = Sättigungsdampfdruck in der Umgebung für Eis

2.4.2.4. Aggregation und Bereifung

Aggregation und Bereifung sind Prozesse, bei denen Eiskristall entweder andere Eiskristall oder flüssige Tröpfchen, die bei Kontakt anfröhen, einsammeln. Aggregation ist stark abhängig von der Temperatur und den Formen der Eiskristalle. Steigt die Temperatur über -5 °C, werden die Oberflächen der Eiskristalle klebrig und erhöhen somit die Wahrscheinlichkeit des Anhaftens.

Die Effektivität der Bereifung ist sowohl theoretisch als auch empirisch nicht gut erforscht. Wie stark die Bereifung ist, hängt vor allem vom Mischungsverhältnis (Anteil von Flüssigwasser in Wolken) ab. Bei starker Bereifung geht die Identität des Eiskristalles verloren und er wird als Graupel bezeichnet. (Houze, 1993 [12])

2.4.2.5. Hagel

Hagel entsteht bei extremer Bereifung von Graupel oder gefrorenen Regentropfen. Das Hagelkorn ist um einige Grad Celsius wärmer als die Umgebung auf Grund der Menge an flüssigem angefrorenen Wasser und der dadurch freigesetzten latenten Wärme. Bei der Berechnung der Massenzunahme von Hagelkörnern muss dieser Temperaturunterschied miteinbezogen werden, welcher in Form der Wärmebilanz des Hagelkornes berechnet wird. Die Zunahme der Wärme durch Freisetzung von latenter Wärme durch Bereifung lässt sich folgendermaßen berechnen:

2. Grundlagen

$$\dot{Q}_f = \dot{m}_{col}\{L_f - c_w[T(R) - T_w]\} \quad (2.36)$$

\dot{m}_{col} = Hagelmassenvergrößerung durch Sammeln von flüssigem Wasser

L_f = erzeugte latente Wärme bei Anfrieren der Tröpfchen

c_w = spezifische Wärme von Wasser

Die gewonnene Wärme pro Masseneinheit wird mit dem zweiten Term der geschwungenen Klammer beschrieben und resultiert aus dem Unterschied der Temperaturen der gesammelten Wassertropfen und der Temperatur des Hagelkornes.

Der Wärmegewinn durch Deposition oder Wärmeverlust durch Sublimation (2.37) und der Wärmeverlust durch Wärmeleitung (2.38) wird mit

$$\dot{Q}_s = 4\pi R D_v [\rho_v(\infty) - \rho_v(R)] V_{Fs} L_s \quad (2.37)$$

V_{Fs} = Ventilationsfaktor für Sublimation

L_s = latente Wärme bei Sublimation

und

$$\dot{Q}_c = 4\pi R \kappa_a [T(R) - T(\infty)] V_{Fc} \quad (2.38)$$

$\kappa_a = 25.6 \frac{mW}{mK}$ = thermische Leitfähigkeit von Luft (Cremers, 1991)

V_{Fc} = Ventilationsfaktor für Wärmeleitung

berechnet.

Durch Einsetzen der Gleichungen 2.36 bis 2.38 in

$$\dot{Q}_f + \dot{Q}_s = \dot{Q}_c \quad (2.39)$$

kann für die Hagelkorn-Gleichgewichtstemperatur gelöst werden, die stark größenabhängig ist. Dabei unterscheidet man zwischen: (Houze, 1993 [12])

- trockene Vergrößerung

Ist die Temperatur niedriger als 0 °C verbleibt die Oberfläche des Hagelkornes trocken und man spricht von dry growth. (Houze, 1993 [12])

- nasse Vergrößerung

Sobald die Temperatur über 0 °C steigt gefrieren die unterkühlten Tröpfchen nicht mehr spontan an und ein Teil des gesammelten Wassers verbindet sich zu einem Wasser-Eis Geflecht und wird als spongy hail (poröser Hagel) bezeichnet und man spricht von wet growth. (Houze, 1993 [12])

2.4.2.6. Erhöhung der Eiskonzentration

Die Konzentrationen von Eiskpartikeln sind meistens sehr viel höher als sie durch Eisknukleation vorhanden sein dürfen. Die maximal mögliche Konzentration von Eiskernen durch Eisknukleation in einer Wolke ist am kältesten Ort, am Oberrand der Wolke (Cloud Top), vorhanden. Dieser Wert wird in Abbildung 2.10 als durchgezogene Linie dargestellt. Weiters wurden Messungen von vollentwickelten und älteren maritimen Cumuluswolken (nicht ausgefüllte Symbole), kontinentale Cumuluswolken (ausgefüllte Symbole) und Übergangs-Cumuluswolken (halb ausgefüllte Symbole) eingezeichnet. Man erkennt, dass die Messungen um mindestens eine Größenordnung höhere Konzentrationen aufweisen als die maximal mögliche Eiskernkonzentration am Wolkenoberrand. (Houze, 1993 [12])

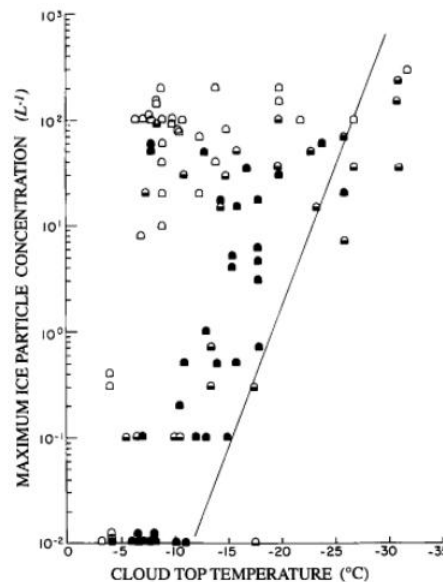


Abbildung 2.10.: Vergleich von Messungen und der theoretisch maximal möglichen Eiskernkonzentration an der Wolkenobergrenze (Houze, 1993 [12])

Es wurden einige Hypothesen aufgestellt, warum die Konzentrationen um ein vielfaches höher ausfallen als analytisch berechnet:

- Zersplitterung von Eiskristallen

Nicht sehr stabile Eiskristalle brechen bei Kollision beziehungsweise durch einen thermischen Schock in Stücke.

- Eissplitter bei Bereifung

Kleine Eissplitter entstehen bei Kollisionen von unterkühlten Wassertropfen

($>23 \mu\text{m}$) mit Geschwindigkeiten größer als 1.4 ms^{-1} bei Temperaturen von -3 bis $-8 \text{ }^{\circ}\text{C}$ mit Eisflächen.

2. Grundlagen

- Kontakt-Nukleation

Nukleation bei höheren Temperaturen kann vorkommen, wenn bestimmte Aerosole in Kontakt mit unterkühlten Tröpfchen kommen, anstatt durch andere Prozesse.

- Kondensation- beziehungsweise Depositionnukleation

Eisnukleation von atmosphärischen Aerosolpartikeln mit Kondensation- oder Depositionnukleation steigt an, wenn die Umgebungsübersättigung um 1% ansteigt.

Besonders durch die 2 letzten Punkte steigt die Anzahl der Eiskerne vor allem bei niedrigen Temperaturen maßgeblich an, da dafür keine Eispartikel vorherrschend sein müssen. (Houze, 1993 [12])

2.4.2.7. Fallgeschwindigkeit von Eispartikeln

Beobachtungen haben gezeigt, dass die Fallgeschwindigkeit von Eispartikeln abhängig ist vom Typ des Partikels, Partikelgröße und dem Grad der Bereifung. Desto höher der Grad der Bereifung ist, umso mehr hängt die Fallgeschwindigkeit von der Größe des Partikels ab. (Houze, 1993 [12])

Eispartikel	Fallgeschwindigkeit
Schneekristalle	0.3-1.5 m s ⁻¹
nicht bzw. mäßige Bereifung von Schneekristallen	0.3-1.5 m s ⁻¹
Graupel (1-3 mm)	1-3 m s ⁻¹
Hagel (0.1-8 cm)	10-50 m s ⁻¹

Tabelle 2.6.: Fallgeschwindigkeiten von Eispartikeln (Houze, 1993 [12])

3. Ergebnisse

3.1. Einleitung

Die am Institut für Meteorologie der Universität Wien verfügbaren GTS-Daten, die zur Auswertung herangezogen wurden, beziehen sich auf das Jahr 2011 und auf Europa. Ein Vergleich zwischen allgemein verfügbaren Stationen und solchen, die auch Informationen zu Bedeckungsgrad, Wolkenuntergrenze und Arten der Bewölkung liefern, vom 01.01.2011 um 12 UTC, zeigt, dass sich die Anzahl deutlich verringert. Von ursprünglich 1762 Stationen beinhalten nur 799 Stationen Informationen zu den Wolken. Dies kann sich natürlich von Termin zu Termin unterscheiden, jedoch zeigt es deutlich auf, wie wenig Stationen auch wirklich Wolkeninformationen mitliefern.

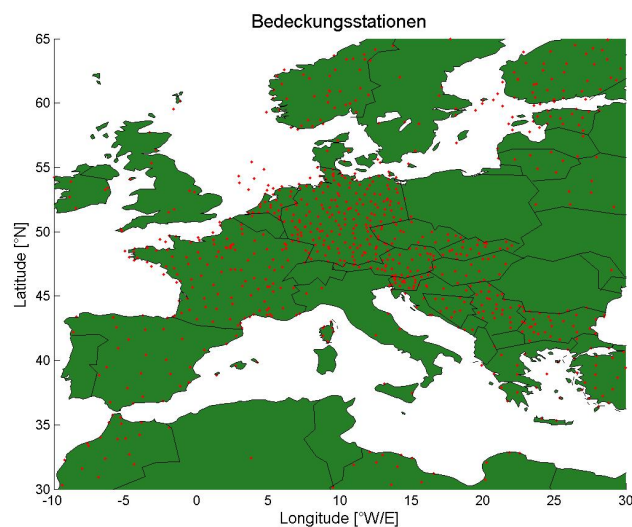


Abbildung 3.1.: Allgemein verfügbare Stationen

Die Datendichte ist besonders in Mitteleuropa, den Britischen Inseln und den Skandinavischen Staaten hoch. Die Iberische Halbinsel, Nordafrika und der Osten von Europa sind spärlich besetzt mit GTS-Stationen.

Durch Abzug der Stationen, die keine Wolkeninformationen enthalten, bleiben folgende übrig. In Mitteleuropa und der Balkanhalbinsel besteht noch eine gute Datenlage. In den

3. Ergebnisse

restlichen Gebiete hat diese jedoch stark abgenommen. Keine Stationen, zumindest für diesen ausgewählten Termin, haben die Schweiz, Portugal, Polen, Ukraine und Rumänien.

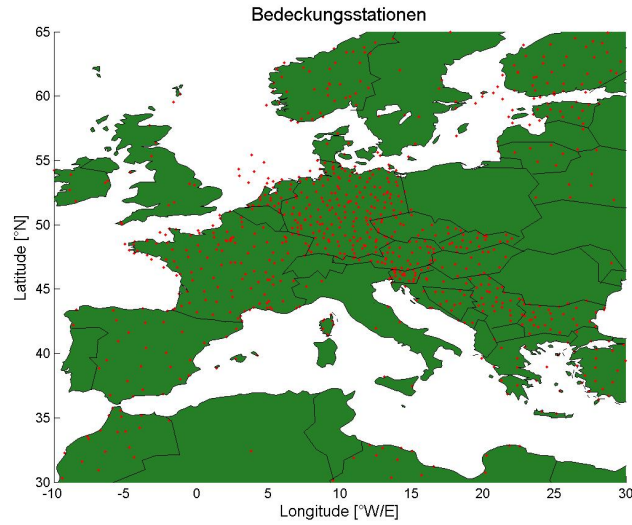


Abbildung 3.2.: Verfügbare Stationen für Berechnungen an Hauptterminen

Zusätzlich wurden nur die Haupttermine (00, 06, 12, 18 UTC) zur Berechnung herangezogen, da es zu den Nebenterminen zu wenige Beobachtungen gibt. Wie die nachfolgende Abbildung der verfügbaren Stationen am Termin 01.01.2011 07 UTC zeigt.

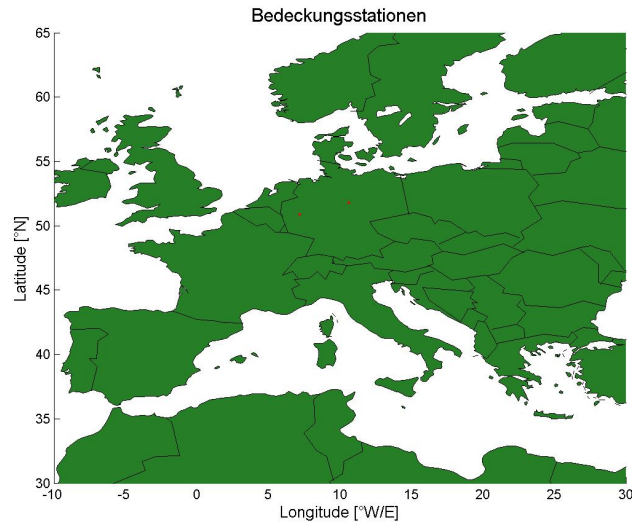


Abbildung 3.3.: Verfügbare Stationen für Berechnungen an Nebenterminen

3.2. Absolute/Relative Häufigkeiten

Es wurden für die Wolkenbedeckung, Wolkenuntergrenze und die Wolkengattungen verschiedene absolute und relative Häufigkeiten berechnet. Dabei wurden folgende Monate zusammengefasst:

- Dezember, Januar und Februar (DJF)
- März, April und Mai (MAM)
- Juni, Juli und August (JJA)
- September, Oktober und November (SON)

3.2.1. Wolkenbedeckung

Die Wolkenbedeckung wird in Achteln angegeben. Die Ziffer Neun bedeutet, dass der Himmel nicht sichtbar ist.

In Tabelle 3.1 sind die Wahrscheinlichkeiten für die Wolkenbedeckung (0-9) in Prozent angegeben. Dabei wurden die jeweiligen Meldungen aufsummiert und durch die Anzahl aller Stationen im jeweiligen Zeitraum, die Informationen zum Bedeckungsgrad lieferten, geteilt.

Achtel	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	Monate
Relative Häufigkeit [%]	13,29	4,62	4,83	4,53	3,69	4,65	6,92	17,56	35,79	4,14	DJF
Relative Häufigkeit [%]	20,81	9,01	7,62	6,85	5,30	6,34	8,80	15,82	17,70	1,76	MAM
Relative Häufigkeit [%]	20,17	8,46	7,73	6,86	5,33	6,64	9,16	17,84	16,47	1,35	JJA
Relative Häufigkeit [%]	21,72	8,17	7,17	6,10	4,60	5,43	7,12	14,77	21,54	3,37	SON
Relative Häufigkeit [%]	19,00	7,56	6,84	6,09	4,73	5,77	8,01	16,51	22,85	2,65	Jahr 2011
Absolute Häufigkeit [$\times 10^3$]	284.2	113.6	102.3	91.1	70.8	86.3	119.8	247.0	341.8	39.7	Jahr 2011

Tabelle 3.1.: Relative Häufigkeiten der Wolkenbedeckung für das Jahr 2011

Wie erwartet, liefern die Ergebnisse, sowohl für die einzelnen Perioden, als auch über das ganze Jahr, die erwartete U-Form in der Verteilung der Bedeckungsgrade.

3. Ergebnisse

Die Sommerperiode (JJA) ist die einzige Ausnahme durch die geringere Wahrscheinlichkeit eines voll bedeckten Himmel (16.47 %) im Vergleich zu sieben Achteln (17.84 %). Die Winterperiode (DJF) setzt sich von den anderen Perioden ein wenig ab. Dies zeigt sich durch niedrigere Werte für 0 bis 6 Achtel und die deutlich höhere Wahrscheinlichkeit für voll bedeckten Himmel. Dies ist ein deutliches Anzeichen für die im Winter häufig auftretende Stratusbewölkung, die meist den ganzen Himmel bedeckt.

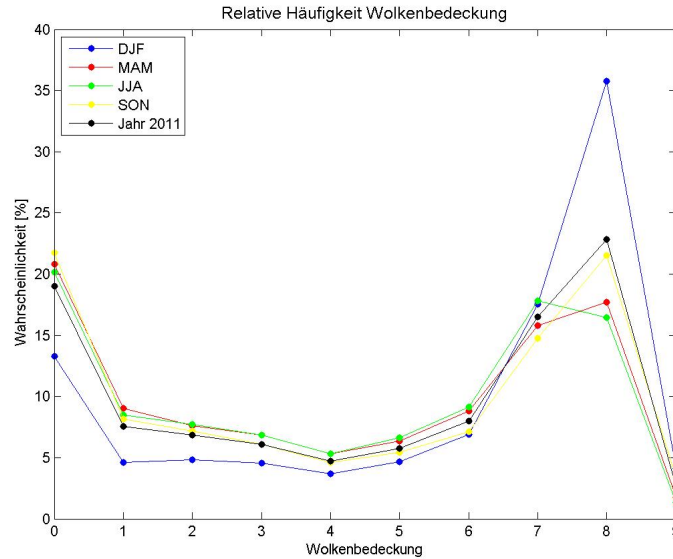


Abbildung 3.4.: Relative Häufigkeiten der Wolkenbedeckung

In Abb. 3.5 wurden die absoluten Häufigkeiten über das ganze Jahr 2011 geplottet. Wiederum zeigt sich die schöne U-Form-Verteilung mit Maxima bei 0 und 8 Achtel, sowie die stetig fallende Kurve bis 4 Achtel und der anschließende stetig steigende Kurve.

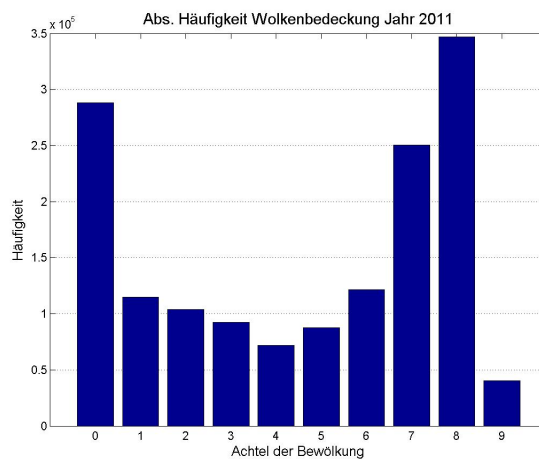


Abbildung 3.5.: Absolute Häufigkeiten der Wolkenbedeckung für das Jahr 2011

3.2.2. Wolkenuntergrenze

In nachfolgender Tabelle wurden, wie schon bei der Wolkenbedeckung, die relativen Häufigkeiten der einzelnen Wolkenuntergrenzen berechnet.

Höhe über Grund [m]	0-49	50- 99	100- 199	200- 299	300- 599	600- 999	1000- 1499	1500- 1999	2000- 2499	>2500	Monate
Relative Häufigkeit [%]	1,67	3,14	6,64	7,15	18,34	20,92	10,33	3,49	1,96	26,35	DJF
Relative Häufigkeit [%]	0,84	1,19	2,43	2,78	9,42	16,43	13,56	7,43	3,77	42,13	MAM
Relative Häufigkeit [%]	0,82	1,20	2,99	3,49	10,57	17,67	15,73	8,48	3,75	35,29	JJA
Relative Häufigkeit [%]	1,81	2,40	4,44	4,59	12,69	17,69	11,09	4,60	2,14	38,55	SON
Relative Häufigkeit [%]	1,28	1,97	4,10	4,47	12,68	18,14	12,73	6,04	2,92	35,67	Jahr 2011
Absolute Häufigkeit [$\times 10^3$]	21.9	33.7	70.1	76.6	217.1	310.5	217.9	103.4	50.0	610.5	Jahr 2011

Tabelle 3.2.: Relative Häufigkeiten der Wolkenuntergrenzen für das Jahr 2011

Ein Blick auf die Abb. 3.6 zeigt, wie gering die jahreszeitlichen Schwankungen sind. Einzig die Periode Dezember-Januar-Februar weist deutlich höhere Wahrscheinlichkeiten für geringere Wolkenuntergrenzen auf.

Ein stetiger Anstieg bis 600-999 Meter über Grund ist in allen Kurven zu sehen und endet in einem lokalen Maximum zwischen 16.5-21 Prozent je nach Periode. Der anschließende Fall der Wahrscheinlichkeitskurven geht bis zu einer Wolkenuntergrenze von 2000 bis 2499 Meter über Grund, ehe das globale Maximum bei Wolkenuntergrenzen größer als 2500 Meter über Grund erreicht wird.

3. Ergebnisse

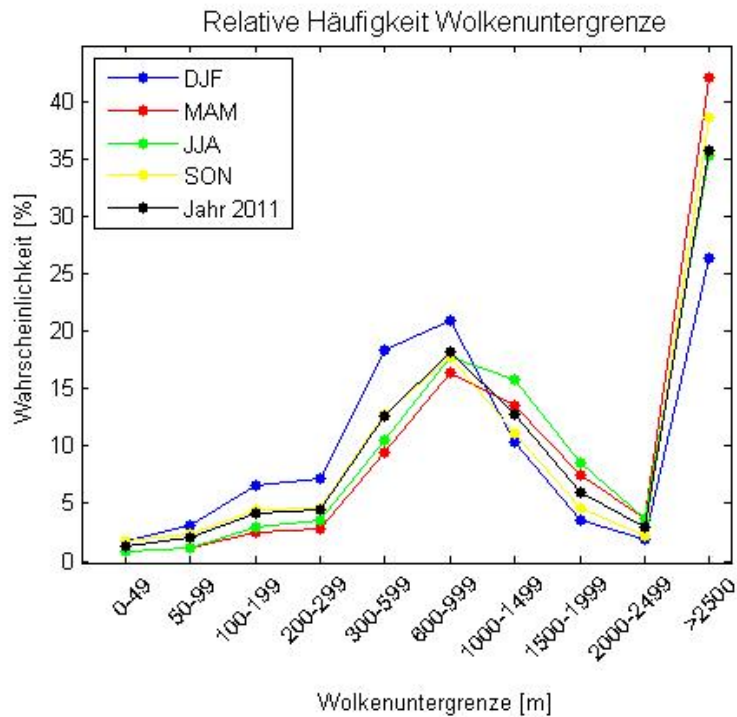


Abbildung 3.6.: Relative Häufigkeiten Wolkenuntergrenze

Ein ähnliches Bild zeigt sich in den absoluten Häufigkeiten der Wolkenuntergrenzen über das Jahr 2011 aufsummiert. Dasselbe lokale Maximum bei mittelhoher Bewölkung und das globale Maximum bei Wolkenuntergrenzen höher als 2499 Meter.

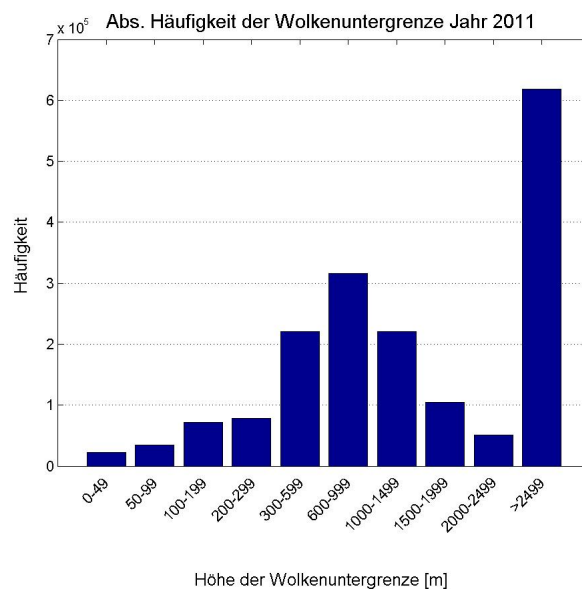


Abbildung 3.7.: Absolute Häufigkeiten der Wolkenuntergrenze für das Jahr 2011

3.2.3. Wolkengattungen

Bei den Wolkengattungen wurden die Wahrscheinlichkeiten für das Auftreten einer einzelnen Wolkengattung (f) und das gleichzeitige Auftreten einer anderen Wolkengattung in Bezug auf die Anzahl der Meldungen für die vorherrschende Wolkengattung berechnet. Da die Verschlüsselung der Wolkengattung für die einzelnen Wolkenstockwerke oftmals nicht eindeutig einer Wolkenart zugeordnet werden kann, kommt es zu Überlappungen (Tabellen 3.3, 3.5 und 3.7). Für wolkenlosen Himmel (Clear Sky (CS)) wurden natürlich nur Wahrscheinlichkeiten des Auftretens von Wolkengattungen in anderen Wolkenstockwerken berechnet.

3.2.3.1. Tiefe Wolken

Die tiefen Wolken bestehen aus den Wolkengattungen Cumulus (Cu), Cumulonimbus (Cb), Stratus (St) und Stratocumulus (Sc). Dabei treten folgende Überlappungen auf:

Gattung/Verschlüsselung	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Cumulus	x	x		x			x	x	
Cumulonimbus			x						x
Stratus						x	x		
Stratocumulus		x		x	x	x		x	

Tabelle 3.3.: Überlappungen der Verschlüsselung bei niedrigen Wolkengattungen

Die vertikalen Spalten Cumulonimbus und wolkenloser Himmel der tiefen Bewölkung wurden in nachfolgender Tabelle weggelassen, da sie keine Überlappungen mit den anderen tiefen Wolkengattungen aufweisen.

3. Ergebnisse

Gat- tung	f [%]	Wahrscheinlichkeit des Auftretens anderer Wolkengattungen [%]											Zeit
		Cu	St	Sc	Ac	As	Ns	CS Cm	Ci	Cs	Cc	CS Ch	
Cu	21.39	/	22.92	63.40	27.21	18.57	9.47	36.03	16.66	3.05	0.19	41.15	DJF
	28.75	/	7.99	68.22	32.53	13.50	4.30	49.44	30.25	5.56	0.31	44.36	MAM
	33.53	/	6.32	70.56	36.12	11.14	2.88	47.54	32.08	4.59	0.60	44.36	JJA
	24.61	/	9.62	68.02	29.75	12.65	4.20	50.92	26.82	4.00	0.38	47.59	SON
	27.10	/	10.85	67.93	31.99	13.61	4.89	46.42	27.33	4.42	0.39	44.39	2011
Cb	2.57	/	/	/	26.11	8.55	2.00	20.87	10.28	1.35	0.12	26.88	DJF
	4.18	/	/	/	40.56	13.26	2.22	27.20	23.36	4.32	0.33	30.95	MAM
	6.61	/	/	/	48.11	13.81	1.86	24.74	26.36	4.72	0.65	31.59	JJA
	3.34	/	/	/	37.90	12.33	2.97	26.30	16.21	2.59	0.36	35.19	SON
	4.18	/	/	/	40.80	12.56	2.18	25.04	21.17	3.69	0.43	31.34	2011
St	13.86	35.38	/	64.62	6.76	17.53	13.23	11.67	3.42	0.96	0.05	12.42	DJF
	5.82	39.43	/	60.57	12.97	24.77	16.38	16.53	6.90	2.14	0.18	17.73	MAM
	5.03	42.13	/	57.87	15.50	21.96	14.38	17.86	8.99	1.68	0.40	19.01	JJA
	10.20	23.19	/	76.81	8.77	12.97	8.26	16.62	6.72	1.16	0.12	15.58	SON
	8.71	33.75	/	66.25	9.65	18.18	12.59	14.75	5.73	1.32	0.14	15.15	2011
Sc	46.92	28.89	19.08	/	21.49	11.80	2.92	27.83	11.20	2.03	0.10	31.39	DJF
	38.67	50.72	9.12	/	31.19	13.61	2.78	39.04	22.50	3.94	0.24	38.88	MAM
	39.04	60.60	7.45	/	36.43	11.92	1.82	38.71	26.78	3.77	0.54	39.02	JJA
	41.85	39.99	18.72	/	25.13	10.39	1.88	37.22	18.25	2.60	0.27	36.99	SON
	41.64	44.21	13.86	/	28.20	11.93	2.38	35.27	19.24	3.03	0.28	36.29	2011
CS Cl	15.27	/	/	/	49.63	25.08	9.04	39.27	52.85	10.98	0.55	23.36	DJF
	22.57	/	/	/	44.67	13.80	2.84	51.06	65.64	11.74	0.85	19.84	MAM
	15.80	/	/	/	59.70	12.62	1.73	37.80	60.30	8.79	1.35	28.32	JJA
	20.00	/	/	/	45.74	12.68	2.33	50.93	66.73	9.99	0.87	20.62	SON
	18.37	/	/	/	49.29	15.68	3.80	45.60	62.00	10.49	0.90	22.65	2011

Tabelle 3.4.: Relative Häufigkeiten niedriger Wolkengattungen und deren Begleitwolken

3. Ergebnisse

In der nächsten Abbildung sind wiederum die relativen Häufigkeiten der tiefen Wolkengattungen für die vier Jahreszeiten und das Jahr 2011 aufgetragen. Sowohl bei Cumulus, als auch beim Cumulonimbus, liegt das Maximum in den Sommermonaten mit 33.5 % bzw. 6.6 % und deutet auf die höhere Gewitterneigung hin. Stratus und Stratocumulus haben ihr Maximum über die Herbst- und Wintermonate. Wolkenloser Himmel unterliegt größeren Schwankungen und ist stark abhängig von den Maxima und Minima der anderen tiefen Wolkengattungen. Während den Maxima von Stratus- und Stratocumulusbewölkung (DJF) beziehungsweise von Cumulus- und Cumulonimbusbewölkung (JJA), tritt wolkenloser Himmel deutlich weniger oft auf, als in den Zwischenjahreszeiten (MAM, SON).

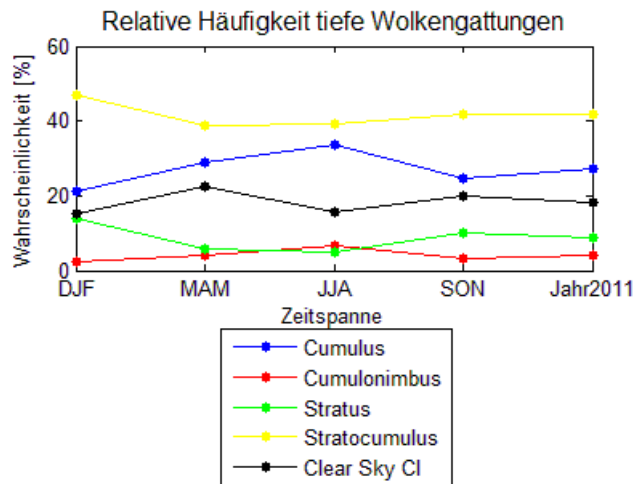


Abbildung 3.8.: Relative Häufigkeiten tiefer Wolkengattungen

Im Jahr 2011 wurde am häufigsten Stratocumulus- (41.6 %), gefolgt von Cumulus- (27.1 %), wolkenloser Himmel der tiefen Bewölkung (18.4 %), Stratus- (8.7 %) und Cumulonimbusbewölkung (4.2 %) beobachtet.

3. Ergebnisse

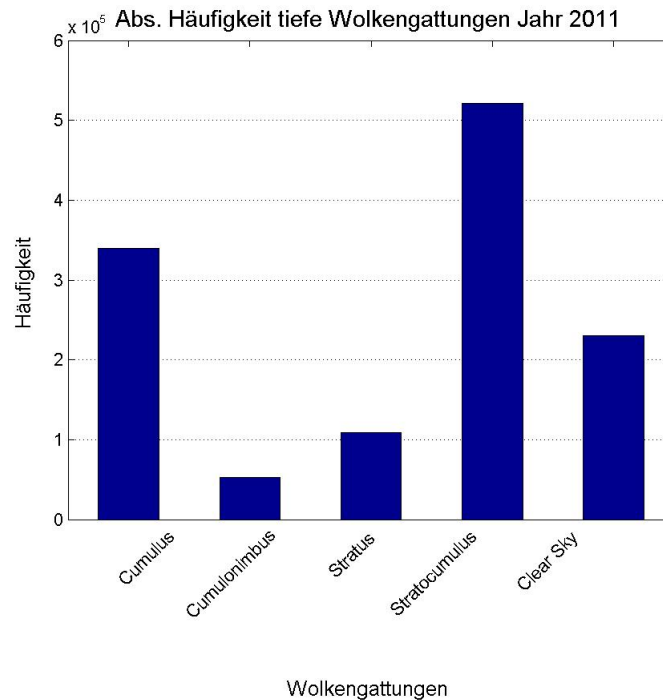


Abbildung 3.9.: Absolute Häufigkeiten tiefer Wolkengattungen für das Jahr 2011

In nachfolgender Grafik wurden die Wahrscheinlichkeiten des Auftretens anderer Wolkengattungen für die bereits definierten Monate dargestellt. Auf der x-Achse sind die zusätzlich auftretenden Wolkengattungen aufgetragen, während die farbigen Scatterpunkte die vorherrschende tiefe Wolkengattung darstellt.

Vergleicht man die unterschiedlich zusammengefassten Monate bemerkt man nur kleine Unterschiede. Zum Beispiel dass Cumulus Bewölkung häufiger bei Stratus als bei Stratocumulus in den Monaten Dezember, Januar und Februar auftritt im Gegensatz zu den anderen Monaten. Altostratus Bewölkung ist bei vorherrschender Stratus Bewölkung im März, April und Mai mit knapp 25 % am meisten beobachtbar.

Bemerkenswert ist auch, dass wolkenfreier Himmel gleichzeitig im mittleren und tiefen Wolkenstockwerk in den Monaten Juni, Juli und August weniger oft beobachtbar war, als in den anderen Monaten. In den Wintermonaten ist Cirrus-Bewölkung als Begleitwolke weniger oft am Himmel zu sehen als im Rest des Jahres, besonders bei Cumulus-, Cumulonimbus- und Stratocumulusbewölkung.

3. Ergebnisse

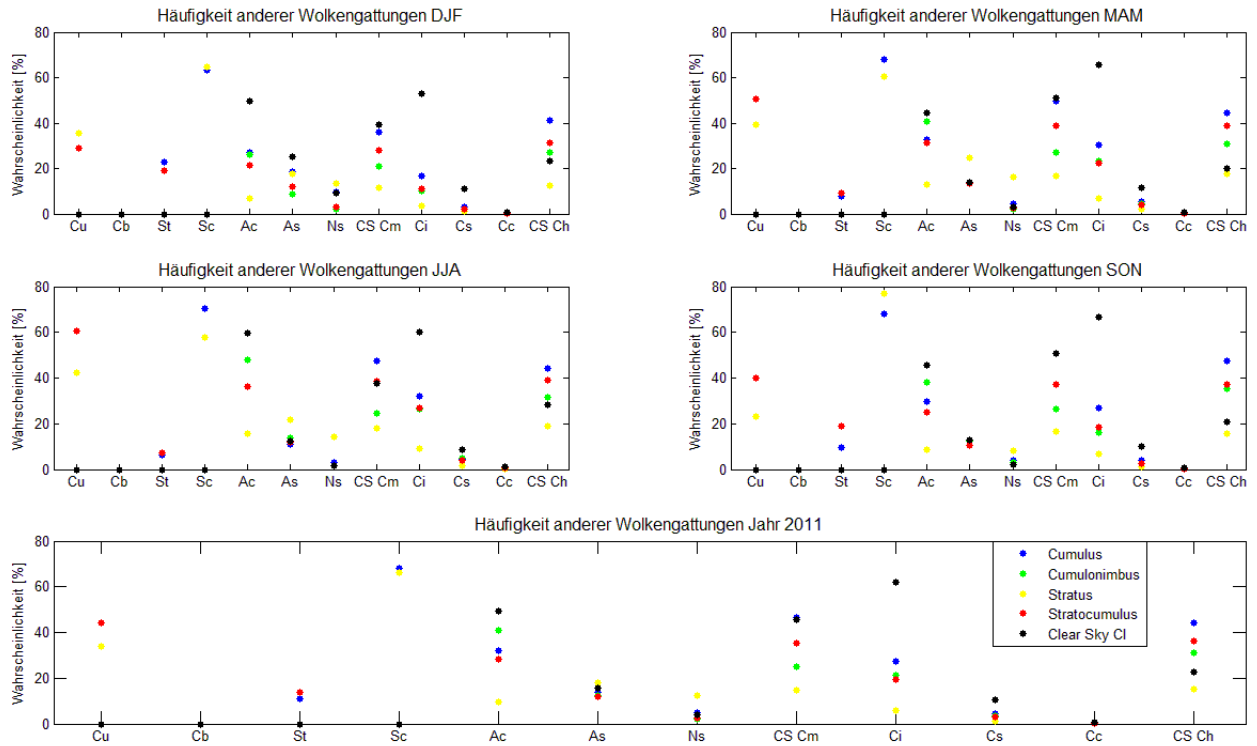


Abbildung 3.10.: Relative Häufigkeiten tiefer Wolkengattungen und deren Begleitwolken

In der untersten Grafik in Abb. 3.10 sind die relativen Häufigkeiten der Begleitwolken für das Jahr 2011 gesamt aufgetragen. Bei vorhandener Cumulus Bewölkung tritt natürlich durch die Überlappungen des GTS-Codes Stratus und vor allem Stratocumulus auf. Doch auch in höher gelegenen Wolkenschichten treten häufig Altocumulus, Cirrus und klarer Weise wolkenfreier Himmel für das mittlere und hohe Wolkenstockwerk auf. Altostratus, Nimbostratus, Cirrostratus und Cirrocumulus wurden selten beobachtet.

Zusätzliche tiefe Bewölkung tritt bei präsenter Cumulonimbus Bewölkung nicht auf, umso mehr wurden Altocumulus, Cirrus und wolkenfreie Stockwerke beobachtet.

Cumulus- und Stratocumulusbewölkung zeigen sich bei Stratus Bewölkung vermehrt. Höher gelegene Wolkengattungen sind durch den oft den ganzen Himmel überziehenden Stratus häufig nicht zu sehen und treten eher selten in Erscheinung ($<20\%$). Trotzdem sind Altostratus und Nimbostratus Bewölkung am häufigsten anzutreffen bei vorhandener Stratusdecke.

Ist Stratocumulus Bewölkung vorherrschend, ist oft auch mit Cumulus-, Altocumulus-, Cirrusbewölkung und wolkenfreie Stockwerke zu rechnen. Selten sind wiederum Stratus, Altostratus, Nimbostratus, Cirrostratus und Cirrocumulus. Clear Sky für tiefe Wolken hat entsprechend keine tiefen Begleitwolken. Ansonsten treten die höher gelegenen Wolkengattungen allesamt sehr oft auf durch die freie Sicht der nichtvorhandenen tiefen Bewölkung. Dabei sind vor allem Altocumulus- und Cirrusbewölkung beobachtbar.

3.2.3.2. Mittlere Wolken

Alto cumulus, Altostratus und Nimbostratus sind die Wolkengattungen des mittleren Wolkenstockwerkes. Nimbostratus überlappt sich mit Altostratus (2) und Altostratus mit Alto cumulus (7), daher scheint bei Altostratus als Begleitwolke von Nimbostratus die Werte 100 % auf.

Gattung/Verschlüsselung	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Alto cumulus			x	x	x	x	x	x	x
Altostratus	x	x					x		
Nimbostratus		x							

Tabelle 3.5.: Überlappung der Verschlüsselung bei mittleren Wolkengattungen

In nachfolgender Tabelle fehlt wiederum die vertikale Spalte des Clear Sky für mittlere Wolken.

3. Ergebnisse

Gat- tung	f [%]	Wahrscheinlichkeit des Auftretens anderer Wolkengattungen [%]												Zeit
		Cu	Cb	St	Sc	CS Cl	Ac	As	Ns	Ci	Cs	Cc	CS Ch	
Ac	34.18	29.58	3.41	4.76	51.27	38.53	/	33.00	/	27.79	6.75	0.34	43.75	DJF
	36.24	36.96	6.52	2.90	46.36	38.75	/	26.32	/	36.22	8.36	0.68	39.71	MAM
	43.26	41.08	10.78	2.64	48.23	31.99	/	22.26	/	39.78	6.74	1.08	38.47	JJA
	35.30	32.37	5.59	3.96	46.50	40.45	/	26.01	/	35.19	6.88	0.71	41.25	SON
	37.42	35.43	6.98	3.44	47.98	37.00	/	26.40	/	35.34	7.21	0.74	40.50	2011
As	20.44	33.76	1.87	20.65	47.08	32.56	55.18	/	38.23	8.62	4.15	0.12	22.97	DJF
	14.49	37.34	5.33	13.87	50.62	29.94	65.85	/	25.85	14.34	6.81	0.32	26.07	MAM
	12.99	42.19	10.31	12.47	52.55	22.53	74.15	/	20.33	18.90	5.56	0.56	23.99	JJA
	13.38	36.31	4.80	15.43	50.73	29.57	68.61	/	24.77	14.84	5.97	0.35	25.80	SON
	15.19	37.13	5.29	15.94	50.00	28.99	65.01	/	28.17	13.72	5.55	0.32	24.60	2011
Ns	7.82	45.04	1.14	40.76	30.41	30.70	/	100.00	/	1.57	1.10	0.10	7.40	DJF
	3.74	46.04	3.45	35.48	39.96	23.81	/	100.00	/	4.30	2.88	0.27	0.00	MAM
	2.64	53.59	6.84	40.17	39.44	15.20	/	100.00	/	5.74	2.50	0.37	12.19	JJA
	3.31	48.69	4.68	39.68	37.14	21.96	/	100.00	/	3.96	2.24	0.29	12.01	SON
	4.28	47.32	3.26	39.17	35.42	24.94	/	100.00	/	3.34	1.97	0.22	10.10	2011
CS Cm	37.56	35.65	2.48	7.48	60.43	27.75	/	/	/	41.19	6.78	0.35	55.03	DJF
	45.53	43.50	0.00	2.95	46.21	35.26	/	/	/	54.11	7.97	0.45	41.43	MAM
	41.12	56.88	5.83	3.20	53.92	21.31	/	/	/	45.37	5.47	0.69	52.03	JJA
	48.00	40.75	2.86	5.51	50.66	33.13	/	/	/	50.22	6.06	0.51	46.52	SON
	43.11	44.63	3.72	4.56	52.10	29.71	/	/	/	48.36	6.62	0.51	48.09	2011

Tabelle 3.6.: Relative Häufigkeiten mittlerer Wolkengattungen und deren Begleitwolken

Altostratus- und Nimbostratusbewölkung treten im Vergleich mit Altocumulusbewölkung eher selten auf, jedoch werden sie in den Wintermonaten öfter beobachtet als während dem Rest des Jahres. Im Gegensatz dazu verzeichnet die Altocumulusbewölkung in den Sommermonaten ihr Maximum und tritt im übrigen Jahr eher seltener in Erscheinung. Wolkenfreier Himmel in Bezug auf das mittlere Stockwerk ist wiederum stark an die Minima und Maxima der vorher genannten Wolkengattungen gekuppelt. Daher entfallen die Maxima auf die Zwischenjahreszeiten März, April und Mai beziehungsweise September, Oktober und November und die Minima auf Dezember, Januar und Februar beziehungsweise auf Juni, Juli und August.

3. Ergebnisse

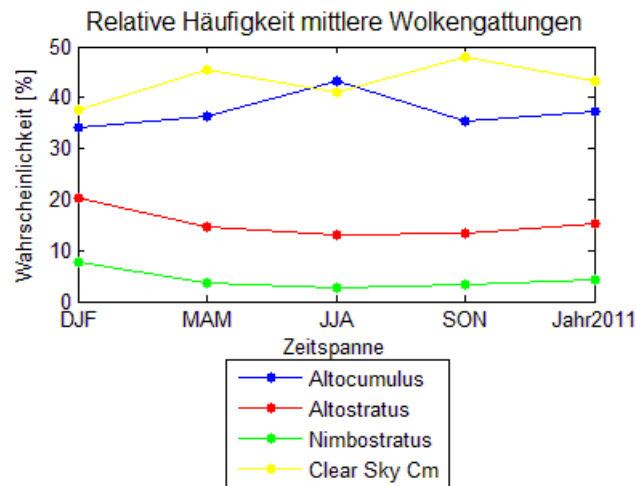


Abbildung 3.11.: Relative Häufigkeiten mittlerer Wolkengattungen

Über das Jahr 2011 gesehen tritt wolkenfreier Himmel (43.1 %) am häufigsten auf, gefolgt von Altostratus (37.4 %), Altostratus (15.2 %) und Nimbostratus (4.3 %).

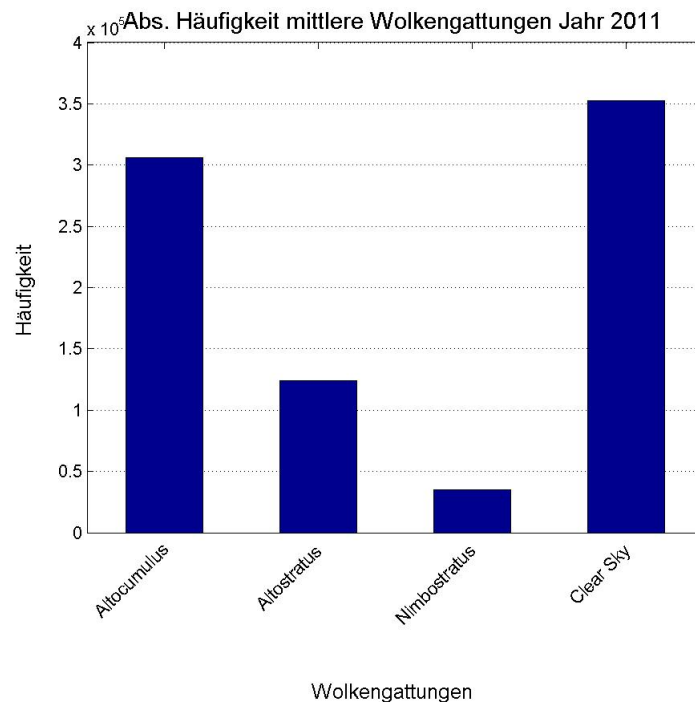


Abbildung 3.12.: Absolute Häufigkeiten mittlerer Wolkengattungen für das Jahr 2011

In Abb. 3.13 sind wiederum die Begleitwolken von den mittleren Wolkengattungen in Prozent für die jeweiligen Monate abgebildet. Jahreszeitliche Unterschiede sind folgende festzustellen.

3. Ergebnisse

Besonders in den Sommermonaten sind Cumulus- und Cumulonimbusbewölkung durch die stärkere Konvektion häufiger vorhanden als wie beispielsweise in den Wintermonaten. Zudem wird ersteres bei gleichzeitigem wolkenlosem mittleren Wolkenstockwerk im selben Zeitraum am häufigsten beobachtet. Ansonsten halten sich die Unterschiede sehr in Grenzen.

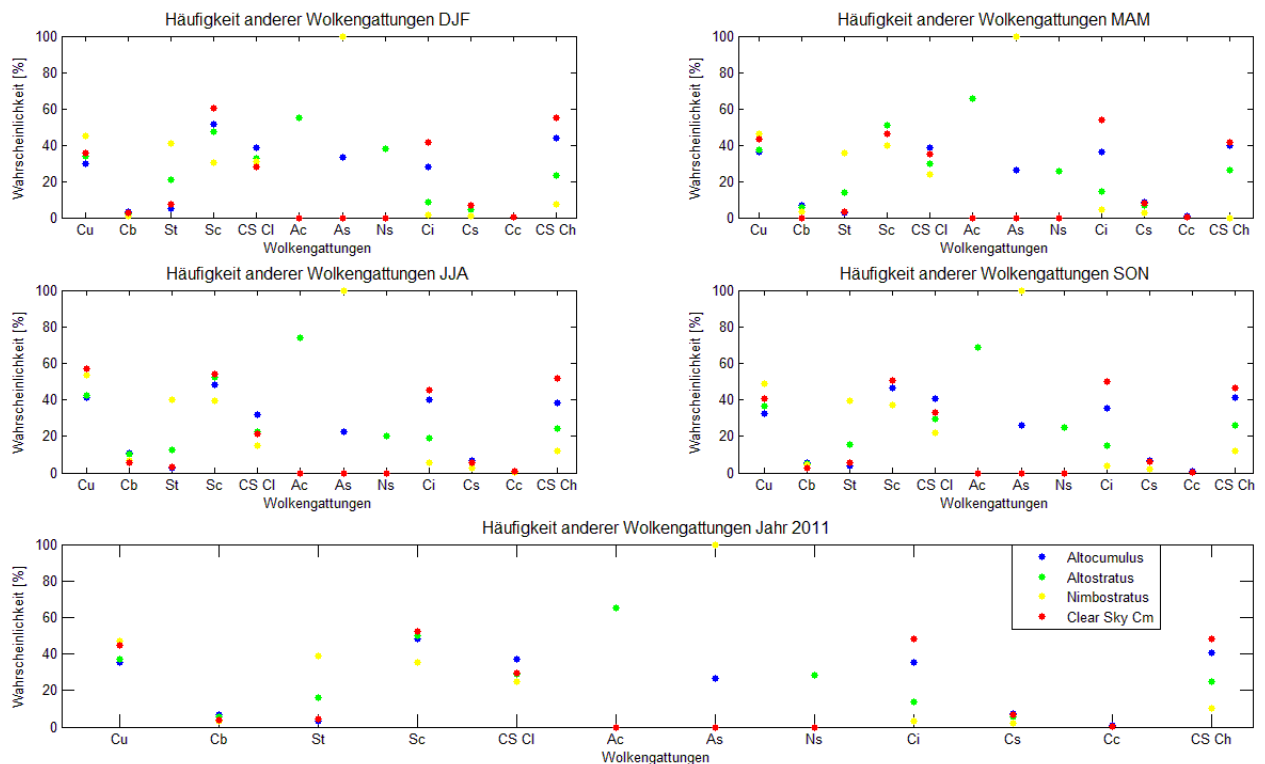


Abbildung 3.13.: Relative Häufigkeiten mittlerer Wolkengattungen und deren Begleitwolken

Bei Betrachtung der untersten Grafik, der Häufigkeit anderer Wolkengattungen für das Jahr 2011, tritt bei vorhandener Altocumulus Bewölkung vor allem Cumulus-, Stratocumulus-, Altostratus-, Cirrusbewölkung und sowohl wolkenfreier Himmel für das tiefe Wolkenstockwerk, als auch für das hohe Wolkenstockwerk, auf. Tiefe Bewölkung wie Stratus ist sehr selten. Auf Grund der fehlenden Überschneidung im GTS-Code sind keine Nimbostraten zu erwarten.

Ist Altostratus Bewölkung am Himmel zu sehen, ist es sehr wahrscheinlich, dass auch Cumulus-, Stratocumulus und Altocumulusbewölkung zusätzlich auftritt. Nicht so oft zu beobachten sind Stratus-, Nimbostratus-, Cirrusbewölkung und nicht vorhandene Wolken für das tiefe und hohe Wolkenstockwerk.

Durch das sowieso schon seltene Auftreten von Nimbostratus Bewölkung treten dessen Begleitwolken natürlich noch weniger oft auf. Trotzdem sind besonders Cumulus-, Strato-

3. Ergebnisse

cumulusbewölkung und wolkenfreier Himmel der tiefen Wolken vorhanden. Insbesondere Stratus tritt mit Abstand am Meisten bei Nimbostratus im Vergleich zu den anderen mittleren Wolkengattungen auf. Nimbostratus zeigt sich meist als sehr dichte Wolkenschicht, somit sind die hohen Wolken oft nicht sichtbar, was die geringen Wahrscheinlichkeiten der hohen Wolkengattungen erklärt.

Cumulus, Stratocumulus, Cirrus und wolkenfreie Stockwerke sind bei Clear Sky Cm, keine mittleren Wolkengattungen, oft zu sehen. Die mittleren Wolkengattungen, wie Altocumulus, Altostratus und Nimbostratus sind logischerweise nicht vorhanden.

Generell bei allen mittleren Wolkengattungen sehr selten zu beobachten, auch durch deren sowieso schon eher seltenes Auftreten, sind Cumulonimben, Cirrostratus und Cirrocumulusbewölkung.

3.2.3.3. Hohe Wolken

Die hohen Wolken weisen ebenfalls Überlappungen untereinander auf. Cirrus überschneidet sich mit Cirrostratus (5 und 9) und Cirrocumulus (9) und Cirrostratus mit Cirrocumulus (9). Daher weist Cirrus und Cirrostratus als Begleitwolke von Cirrocumulus 100 % Wahrscheinlichkeit auf.

Gattung/Verschlüsselung	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Cirrus	x	x	x	x	x	x			x
Cirrostratus					x	x	x	x	x
Cirrocumulus									x

Tabelle 3.7.: Überlappungen der Verschlüsselung bei hohen Wolkengattungen

In folgender Tabelle sind die relativen Häufigkeiten für die hohen Wolkengattungen und deren Begleitwolken dargestellt. Die vertikale Spalte für wolkenfreien Himmel (CS Ch) fehlt, aufgrund keiner Überschneidungen.

3. Ergebnisse

Gat- tung	f [%]	Wahrscheinlichkeit des Auftretens anderer Wolkengattungen [%]												Zeit
		Cu	Cb	St	Sc	CS Cl	As	Ac	Ns	CS Cm	Ci	Cs	Cc	
Ci	37.66	24.41	1.81	3.25	35.99	55.27	37.43	6.95	0.48	60.96	/	8.82	1.04	DJF
	44.35	31.69	3.56	1.46	31.71	53.99	34.34	5.43	0.42	64.43	/	7.74	1.23	MAM
	44.82	43.48	7.04	1.83	42.27	38.51	47.42	6.76	0.42	51.40	/	7.35	2.12	JJA
	45.82	27.88	2.29	2.90	32.27	56.37	33.62	5.37	0.36	65.24	/	6.87	1.39	SON
	43.52	32.83	3.93	2.21	35.50	50.48	38.32	6.04	0.41	60.42	/	7.60	1.48	2011
Cs	7.55	22.29	1.18	4.56	32.58	57.32	45.36	16.70	1.69	50.05	44.02	/	5.19	DJF
	8.03	32.18	3.63	2.51	30.64	53.29	43.78	14.24	1.56	52.43	42.72	/	6.77	MAM
	6.58	42.42	8.59	2.33	40.59	38.28	54.78	13.56	1.24	42.22	50.08	/	14.46	JJA
	6.84	27.86	2.45	3.33	30.77	56.52	43.99	14.48	1.35	52.74	46.00	/	9.32	SON
	7.27	31.76	4.10	3.06	33.49	51.13	46.83	14.62	1.46	49.52	45.49	/	8.89	2011
Cc	0.39	26.48	2.04	4.28	30.75	55.60	44.20	9.57	3.05	50.51	100.00	100.00	/	DJF
	8.03	26.35	4.08	3.06	27.83	56.96	52.41	9.93	2.13	43.51	100.00	100.00	/	MAM
	0.95	38.57	8.22	3.84	39.89	40.55	60.59	9.48	1.26	36.65	100.00	100.00	/	JJA
	0.64	28.14	3.66	3.66	34.52	52.82	48.95	9.10	1.88	47.80	100.00	100.00	/	SON
	2.93	31.63	5.39	3.65	34.49	49.33	53.91	9.52	1.84	42.58	100.00	100.00	/	2011
CS Ch	54.40	41.73	3.27	8.16	69.85	16.91	40.80	12.81	0.00	56.38	/	/	/	DJF
	39.59	52.08	0.00	4.21	61.39	18.28	42.18	11.07	0.00	55.28	/	/	/	MAM
	47.66	56.55	6.21	3.64	57.92	17.01	43.13	8.07	0.00	55.44	/	/	/	JJA
	46.70	48.54	4.87	6.59	64.16	17.10	38.67	9.17	0.00	59.30	/	/	/	SON
	46.27	50.15	5.47	5.50	62.99	17.34	41.31	10.19	0.00	56.51	/	/	/	2011

Tabelle 3.8.: Relative Häufigkeiten hoher Wolkengattungen und deren Begleitwolken

In Abb. 3.14 sind die Wahrscheinlichkeiten für hohe Wolkengattungen für verschiedene Zeiträume des Jahres aufgetragen. Sowohl Cirrus (37.6-45.8 %) als auch Cirrostratus (6.6-8.0 %) weisen sehr geringe Schwankungen auf. Im Gegensatz dazu weist Cirrocumulus in den Monaten März, April und Mai ein Maximum mit 8 % auf, ansonsten sind sehr geringe Wahrscheinlichkeiten zu erwarten (0.4-1.0 %). Clear Sky bei hoher Bewölkung ist besonders in den Wintermonaten mit 54.4 % sehr wahrscheinlich. Durch das Maximum bei der Cirrocumulus Bewölkung im Frühling wird wolkenloser Himmel in den Monaten März, April und Mai am wenigsten mit knapp 40 % beobachtet.

3. Ergebnisse

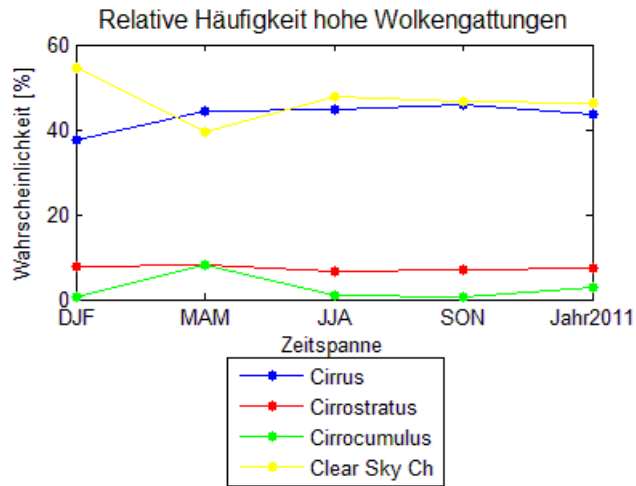


Abbildung 3.14.: Relative Häufigkeiten hoher Wolkengattungen

Im Jahr 2011 trat Clear Sky der hohen Wolken am häufigsten auf mit 46.3 %, gefolgt von Cirrus (43.5 %), Cirrostratus (7.3 %) und Cirrocumulus (2.9 %).

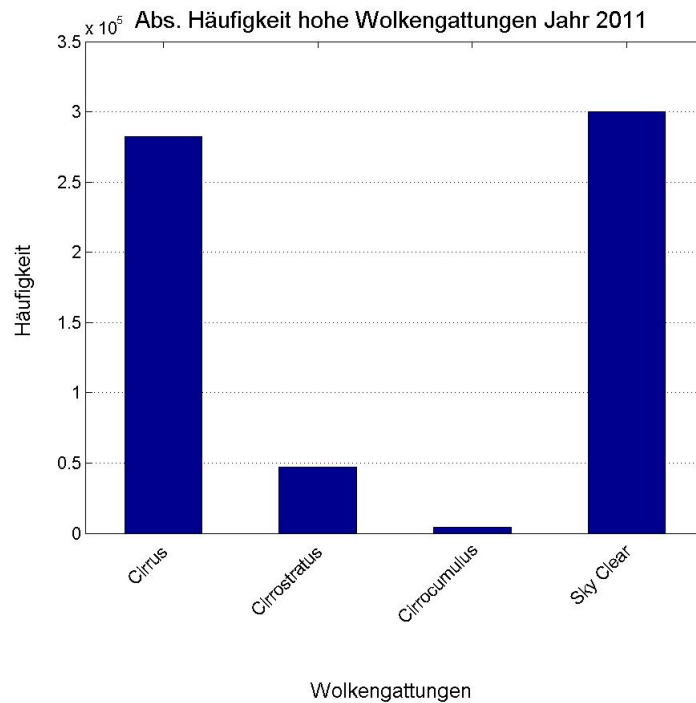


Abbildung 3.15.: Absolute Häufigkeiten hoher Wolkengattungen für das Jahr 2011

3. Ergebnisse

Durch die Überschneidungen treten bei nachfolgender Grafik bei Cirrocumulus in Kombination mit Cirrus und Cirrostratus 100 % Wahrscheinlichkeiten auf.

Wie schon bei den mittleren Wolkengattungen ist die Cumulus- und Cumulonimbusbewölkung in den Monaten Juni, Juli und August am häufigsten vertreten. Stratocumulusbewölkung hat ihr Maximum in den Wintermonaten bei allen hohen Wolkengattungen ebenso wie Stratusbewölkung nur bei deutlich geringerem Anteil. Ansonsten zeigen sich wie schon bei Abb. 3.13 geringe Unterschiede.

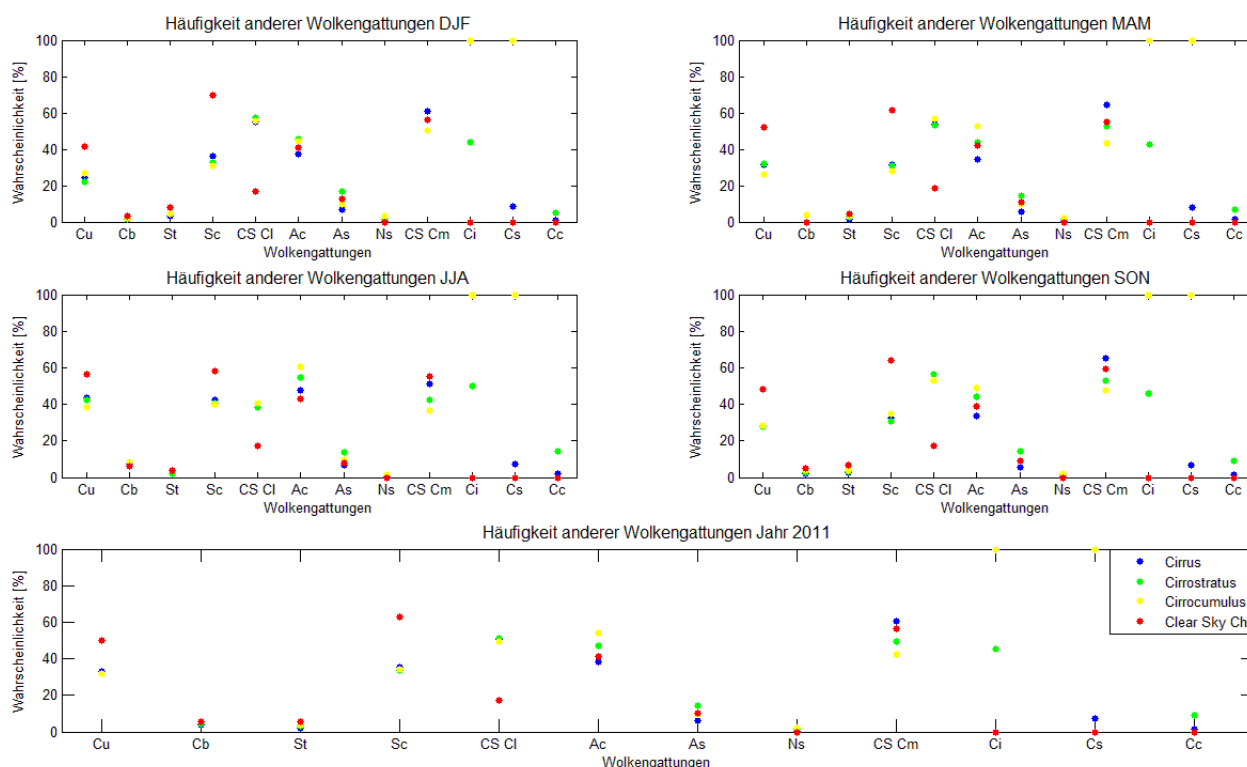


Abbildung 3.16.: Relative Häufigkeiten hoher Wolkengattungen und deren Begleitwolken

In der Jahresübersicht zeigen sich viele Parallelen zu den vorhergehenden Grafiken. Bei allen hohen Wolkengattungen nicht oft zu beobachten sind Cumulonimben, Stratusschichten, Altostratus- und Nimbostratusbewölkung, sowie Cirrocumulus.

Bei vorhandenem Cirrus zeigen sich auch oft Cumulus-, Stratocumulus-, Altocumulusbewölkung und wiederum die wolkenfreien tiefen und mittleren Wolkenstockwerke. Selten neben Cirrus sind auch Cirrostratus und Cirrocumulus.

Unterhalb von Cirrostratus liegen vielmals Cumulus-, Stratocumulus-, Altocumulusbewölkung beziehungsweise keine Wolken oder daneben zusätzlich vorhandene Cirren.

Bei Cirrocumulus stechen vor allem die 100 % Wahrscheinlichkeit für das Vorkommen von Cirrus und Cirrostratus ins Auge. Aber auch die recht hohen Werte für Cumulus-, Stratocumulus-, die wolkenfreien Stockwerke und insbesondere Altocumulus sind interessant.

Bis auf den wolkenfreien Himmel im tiefsten Stockwerk zeigen alle tiefen Begleitwolken bei wolkenfreiem hohen Wolkenstockwerk die größten Wahrscheinlichkeiten an. Doch auch bei den mittleren Wolkengattungen ergaben sich hohe Werte insbesondere bei Altocumulus und im Gegensatz zu den tiefen Wolken auch bei wolkenfreiem Himmel für mittlere Wolken.

3.3. Verifikation der gesamten/tiefen Wolkenbedeckung und der Wolkenuntergrenze

3.3.1. Verifikationsmaße

3.3.1.1. räumliche Verifikation

Korrelationskoeffizient

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(\hat{x}_i - \bar{\hat{x}})}{[\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 (\hat{x}_i - \bar{\hat{x}})^2]^{\frac{1}{2}}}$$

Der Korrelationskoeffizient beschreibt den linearen Zusammenhang zwischen zwei Variablen. Dabei sind Werte zwischen -1 und 1 möglich. (Cleff, 2011 [5])(Bamberg, 2008 [1])

- $r=0$: Kein linearer Zusammenhang
- $0 < |r| < 0.5$: schwacher linearer Zusammenhang
- $0.5 < |r| < 0.8$: mittlerer linearer Zusammenhang
- $0.8 < |r| < 1$: großer linearer Zusammenhang

Mean Error, BIAS

Der Mean Error beziehungsweise auch Bias genannt, gibt die durchschnittlichen Abweichung zwischen Prognose und Beobachtung wieder, jedoch ist er kein Maß für die Größenordnung des absoluten Fehlers. Zu hohe Werte in den Modellen im Vergleich zu den Beobachtungen äußern sich in einem positiven Bias. Umso höher dieser ist, umso schlechter die durchschnittliche Prognose. Im Gegenteil dazu ist ein negativer Bias ein Indiz dafür, dass die Modellberechnungen zu niedrige Werte vorhergesagt haben. (Jolliffe, 2003 [17])(Stanski, 1989 [33])

$$ME = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\hat{x}_i - x_i) \tag{3.1}$$

n = Anzahl der Stationen

\hat{x}_i = GFS – Parameter

x_i = Beobachtungs – Parameter

Mean Absolute Error

Um das Ausgleichen zwischen positivem und negativem Fehler, wie es beim Bias der Fall ist, zu vermeiden, müssen andere Fehlermaße eingeführt werden. Der Mean Absolute Error gibt den durchschnittlichen absoluten Fehler der Prognose an, jedoch gibt er keinen Aufschluss darüber, ob die Prognose zu hoch oder zu niedrig war. (Jolliffe, 2003 [17])(Stanski, 1989 [33])

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |\hat{x}_i - x_i| \quad (3.2)$$

Mean Squared Error

Der Mean Squared Error ist die Abweichung zwischen Prognose und Beobachtung quadriert und gemittelt. Dadurch, wie beim mean absolute Error, gibt dieser Fehlerwert keinen Aufschluss über die Richtung, ob positiv oder negativ, des Fehlers an. Für das Auffinden von großen Fehlern ist der Mean Squared Error besonders geeignet durch die Quadratur. (Jolliffe, 2003 [17])(Stanski, 1989 [33])

$$MSE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\hat{x}_i - x_i)^2 \quad (3.3)$$

Root Mean Squared Error

Die Wurzel vom Mean Squared Error ist der Root Mean Squared Error. Er gewichtet auch die größeren Abweichungen stärker als die kleineren.

$$RMSE = \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\hat{x}_i - x_i)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (3.4)$$

Der Vergleich zwischen Root Mean Squared Error und Mean Absolute Error lässt Aufschlüsse über die Fehlerstreuung zu.

- $RMSE \gg MAE$: hohe Fehlerstreuung
- $RMSE = MAE$: alle Fehler müssen von der selben Größenordnung sein

Der Root Mean Squared Error kann niemals kleiner sein als der Mean Absolute Error. (Jolliffe, 2003 [17])(Stanski, 1989 [33])

3.3.1.2. Binäre Ereignisse

Kontingenztabelle

Eine Kontingenztabelle wird für binäre Ereignisse, das heisst für Ja oder Nein Entscheidungen, wie zum Beispiel für Niederschlagsereignisse, Gewitter, Frost oder Nebel verwendet. Dabei wird die Modellvorhersage mit dem Beobachtungswert verglichen und in die jeweilige Box eingetragen.

Ein richtiger Wert wird als Treffer/Hit (Ja/Ja) oder richtige Nichtmeldung/Correct Rejection (Nein/Nein) bezeichnet. Stimmen die Beobachtung und der Modelllauf nicht überein kommt es zu einem Fehlwert/Miss (Nein/Ja) oder Fehllalarm/False Alarm (Ja/Nein). Darüberhinaus werden von jeder Zeile und Spalte bzw. von allen 4 Werten Summen gebildet, die für verschiedenste Verifikationsmaße genutzt werden können. (Jolliffe, 2003 [17])(Stanski, 1989 [33])

Modellmeldung GFS	Beobachtung		
	Ja	Nein	Gesamt
Ja	Treffer/Hit (a)	Fehllalarm/False Alarm (b)	a+b
Nein	Fehlwert/Miss (c)	richtige Nichtmeldung/Correct Rejection (d)	c+d
Gesamt	a+c	b+d	a+b+c+d=n

Tabelle 3.9.: Möglichkeiten bei Binären Ereignissen

Bias

Bias ist die Anzahl an Vorhersagen geteilt durch die Anzahl an Beobachtungen, sowohl für das Eintreten, als auch das Nichteintreten des Ereignisses. (Jolliffe, 2003 [17])(Stanski, 1989 [33])

$$BIAS = \frac{a+b}{a+c}; \frac{c+d}{b+d} \quad (3.5)$$

Folgende Ergebnisse sind möglich:

- Bias=1: kein Bias vorhanden
- Bias>1: Kategorie zu oft vorhergesagt
- Bias<1: Kategorie zu selten vorhergesagt

Hit Rate

Die Hit Rate gibt die Treffer/Hits in Bezug auf alle Beobachtungen wieder, dass das Ereignis eingetreten ist. Er wird auch als POD, Probability of Detection, bezeichnet. Werte zwischen 0 und 1 sind möglich, wobei 1 bedeutet, dass jedes Ereignis auch beobachtet wurde und 0, dass kein Ereignis, das vorhergesagt wurde, auch beobachtet wurde. Das heisst eine nahezu perfekte Prognose ist sehr nahe am Wert 1. Die Hit Rate ist wie die False Alarm Ratio kein komplettes Verifikationsmaß, da die False Alarm nicht miteinbezogen wurden. Die Hit Rate kann auf Kosten der False Alarm verbessert werden. (Jolliffe, 2003 [17])(Stanski, 1989 [33])

$$H = \frac{a}{a + c} \quad (3.6)$$

False Alarm Rate

Die False Alarm Rate ist der Hit Rate sehr ähnlich. Dieser Parameter kann wiederum Werte zwischen 0 und 1 annehmen, nur mit dem Unterschied, dass Werte nahe 0 erstrebenswert sind, das heisst keine oder sehr wenige Prognosen, dass das Event eintrifft, obwohl es nicht beobachtet wurde in Bezug auf alle nicht beobachteten Werte. Die Correct Rejection Rate wird über $1-F$ berechnet und gibt Aufschluss über die Vorhersage des Nichtstattfindens des Ereignisses im Vergleich zu allen nicht beobachteten Meldungen. (Jolliffe, 2003 [17])(Stanski, 1989 [33])

$$F = \frac{b}{b + d} \quad (3.7)$$

Korrekte Prognosen, Proportion Correct

Proportion Correct sind die richtigen Prognosen geteilt durch die Gesamtanzahl n . Es resultieren Werte zwischen 0 und 1. Durch das Miteinbeziehen der am häufigsten vorkommenden Kategorien, kann es besonders bei Extremwetterereignissen, wie zum Beispiel Überflutungen oder Tornadowarnungen, zu einem Wert extrem nahe bei 1 kommen. (Jolliffe, 2003 [17])(Stanski, 1989 [33])

$$PC = \frac{a + d}{n} \quad (3.8)$$

False Alarm Ratio

False Alarm Ratio behandelt nur die Fälle in denen das Event vorhergesagt wurde allerdings nicht eingetreten ist und wird durch die Gesamtanzahl der Ja Prognosen geteilt. Dieser Wert kann durch Vermeidung der Vorhersage des Events verbessert werden, jedoch zu Lasten der Missed Events, die allerdings in diesem Score nicht ersichtlich sind. Werte

3. Ergebnisse

zwischen 0 und 1 sind möglich und ein Wert nahe 0 ist erstrebenswert. (Jolliffe, 2003 [17])(Stanski, 1989 [33])

$$FAR = \frac{b}{a+b} \quad (3.9)$$

The Heidke Skill Score

Der Heidke Skill Score setzt sich aus Proportion Correct und einer Referenzprognose E zusammen. Ein Wertebereich von $-\infty$ bis 1 ist möglich. Eine perfekt Prognose wird mit dem Wert 1 erreicht. Sind die Anzahl der richtigen Prognosen gleich wie die der Referenzprognose ist ein Wert von 0 das Ergebnis. Ist die Referenzprognose besser, können auch negative Werte die Folge sein. Diese reichen bis ins negative Unendliche bei perfekter Referenzprognose. (Jolliffe, 2003 [17])(Stanski, 1989 [33])

$$HSS = \frac{PC - E}{1 - E} \quad (3.10)$$

$$\text{mit } E = \left(\frac{a+c}{n}\right) \left(\frac{a+b}{n}\right) + \left(\frac{b+d}{n}\right) \left(\frac{c+d}{n}\right)$$

Peirce's Skill Score

Der Peirce's Skill Score wird oft auch True Skill Statistic TSS genannt. Ein Wert von 1 ist eine perfekte Prognose, hingegen ist -1 das schlechtest mögliche Ergebnis. Ergebnisse mit -1 können invertiert werden, das heisst, alle Ja Vorhersagen werden mit Nein ausgetauscht und umgekehrt und man erhält positiven Skill. PSS ist außerdem die Differenz zwischen Hit Rate H und False Alarm Rate F . PSS bleibt positiv, solange H größer als F ist. (Jolliffe, 2003 [17])(Stanski, 1989 [33])

$$PSS = \frac{ad - bc}{(a+c)(b+d)} \quad (3.11)$$

Critical Success Index

Critical Success Index wird mit den Hits geteilt durch die Vorhersagen und die Prognosen dass das Ereignis eintritt, berechnet. Die Werte reichen von 0 bis 1. Perfekter Skill wird bei 1 erreicht. Der Vorteil gegenüber False Alarm Ratio und Hit Rate ist, dass sowohl die False Alarms als auch die Misses miteinbezogen werden. (Jolliffe, 2003 [17])(Stanski, 1989 [33])

$$CSI = \frac{a}{a+b+c} \quad (3.12)$$

3.3.2. Verifikationsdaten

Die Verifikationsdaten wurden vom Onlinearchiv NOAA National Operational Model Archive & Distribution System (NOAA, 2013), die frei verfügbar sind, geladen. Diese Daten wurden wie in Abb. 3.17 zusammengeschnitten und liegen in 0.5° Gitterpunktsabstand vor.

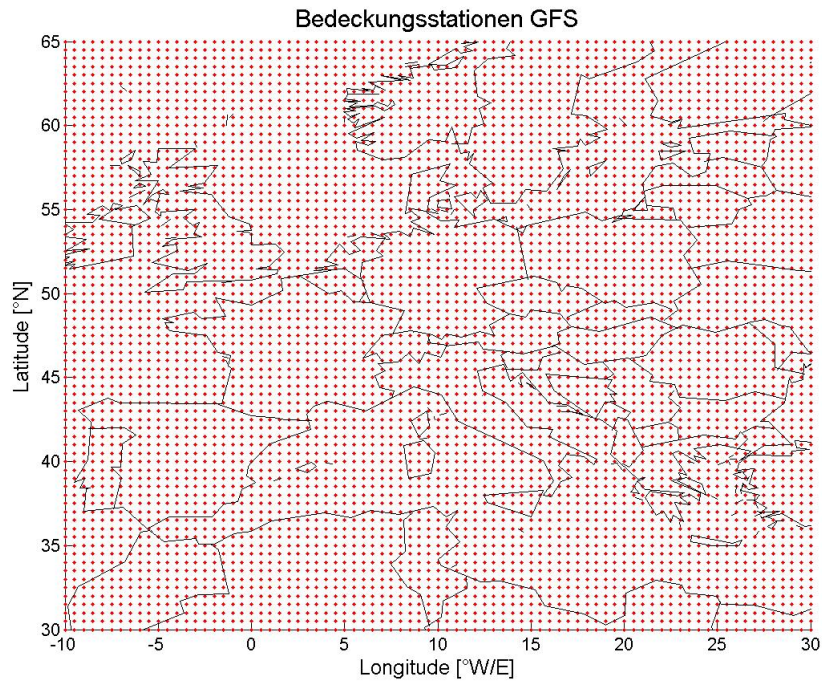


Abbildung 3.17.: Gitterpunkte des GFS-Modells

Leider sind nicht alle Datensätze komplett verfügbar, sodass es zu Ausfällen kommt. Laut NOAA sind die Datensätze zu 98 % verfügbar. Folgende Datensätze fehlen daher in der Verifikation beziehungsweise in den Beobachtungen.

3. Ergebnisse

Fehlende Daten gesamte und tiefe Wolkenbedeckung GFS			Fehlende Daten der Beobachtung		
Monat	Tag	Termine	Monat	Tag	Uhrzeit
Januar	alle Tage	alle Termine	Februar	1	00 UTC
Februar	1-13	alle Termine	März	1	00 UTC
	26	12/18 UTC	April	1	00 UTC
März	8	00 UTC	Mai	1	00 UTC
	9	00 UTC	Juni	1	00 UTC
	14	00 UTC	Juli	1	00 UTC
	15	00 UTC	August	1	00 UTC
	16	00 UTC	September	1	00 UTC
	17	00 UTC	Oktober	1	00 UTC
	18	00 UTC		8	06 UTC
	25	00 UTC	November	1	00 UTC
	26	00 UTC		9	00 UTC
April	1	00 UTC	Dezember	23	00 UTC
Mai	1	00 UTC		1	00 UTC
Juni	21	18 UTC			
	24	18 UTC			
	25	18 UTC			
	26	18 UTC			
	27	alle Termine			
Juli	23	12/18 UTC			
August	22	18 UTC			
Oktober	16	18 UTC			
	18	00/12 UTC			
	19	00 UTC			
	21	06 UTC			
	22	06 UTC			
	24	00 UTC			
	25	18 UTC			
	26	12/18 UTC			
	27	12/18 UTC			

Tabelle 3.10.: Fehlende Datensätze für Verifikation von Online Quelle GFS und Beobachtungen

3.3.3. Wolkenbedeckung

Um die Wolkenbedeckung qualitativ zu verifizieren, müssen die Modellvorhersagen von GFS auf dieselben Einheiten (Achtel Wolkenbedeckung) gebracht werden. Dazu wurde angenommen, dass 0 Achtel gleich 0 % Wolkenbedeckung und 8 Achtel 100 % Wolkenbedeckung entsprechen.

Bedeckungsgrad	→	Achtel
0 %	→	0
1-14 %	→	1
15-28 %	→	2
29-42 %	→	3
43-57 %	→	4
58-71 %	→	5
72-85 %	→	6
86-99 %	→	7
100 %	→	8

Tabelle 3.11.: Umwandlung der GFS-Vorhersagewerte in Achtel Bedeckungsgrad

Die Umwandlung wurde gleichverteilt durchgeführt. Auf ein Achtel Beobachtungswolkenbedeckung fallen ca. 14 % Modellwolkenbedeckung. Die stärkere Gewichtung von einem und sieben Achtel Wolkenbedeckung wird in dieser Arbeit daher nicht berücksichtigt. Weiters wurden alle Beobachtungswerte vom Jahr 2011 mit den Modelldaten verglichen und in folgendem Scatterplot eingetragen. Die Datenpunkte wurden als relative Wahrscheinlichkeiten in Prozent berechnet. Die jeweiligen Zeilen aufsummiert ergeben wiederum 100 %.

Es zeigt sich ein starker Trend Richtung hohe und niedrige Übereinstimmungen. Insbesondere bei mäßiger Bewölkung von 3 bis 6 Achtel sind die Übereinstimmungen sehr gering. Durch die oben beschriebene Aufteilung sind bei jedem Beobachtungswert lokale Maxima bei 1 und 7 Achtel zu finden.

Auch die Berechnung der Korrelation zwischen den Datensätzen von Beobachtungen und Modellen ergab einen relativ niedrigen Wert von 0.59 und deutet auf einen mittleren linearen Zusammenhang hin.

Die Regressionsgerade mit einer Steigung von 0.55 und Schnittpunkt an der y-Achse bei 1.07 deutet ebenso auf keine perfekt übereinstimmenden Datensätze. Bei perfekter Übereinstimmung wäre eine Kurve von 45 ° (Steigung von 1.0) vorhanden und im Gegensatz

3. Ergebnisse

dazu bei keinem vorhandenem Skill, sprich die Zufallsprognose ist besser, wäre eine komplett horizontale Linie eingezeichnet.

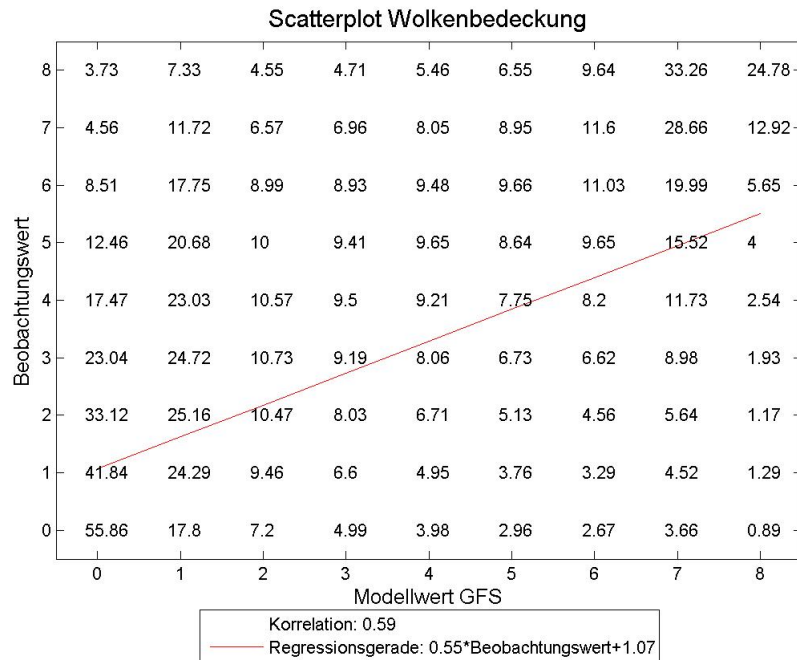


Abbildung 3.18.: Scatterplot Wolkenbedeckung

Die erklärten Fehlermaße in Kapitel 3.3.1.1 wurden monatlich und gesamt für das Jahr 2011 berechnet und in Abb. 3.19 dargestellt.

Der Mean Error beziehungsweise Bias pendelt über die komplette Beobachtungsdauer zwischen 0 und -2 Achtel Fehler. Das heisst die beobachtete Wolkenbedeckung ist im Durchschnitt höher als die des Modelllaufes. Über die Sommermonate tritt das Maximum auf.

Im Gegensatz zum Mean Error erlaubt der Mean Absolute Error eine Betrachtung des absoluten Fehlers, lässt jedoch keine Schlüsse bezüglich des Vorzeichens des Fehlers zu. Er bewegt sich mit Ausnahme des Monats November um plus/minus 2 Achtel. Im Monat November steigt er kurzzeitig auf 2.5 Achtel an.

Peaks im Root Mean Squared Error und insbesondere im Mean Squared Error deuten auf hohe Fehlervarianz hin. Dadurch sticht der Monat Juli und vor allem der Monat November deutlich heraus mit zum Teil über 4 Fehlerpunkten mehr als die restlichen Monate.

Wie oben beschrieben, sticht der Monat November deutlich mit höheren Fehlermaßen heraus. Eine intensivere Studie der Wetterlagen zeigte ein deutlich erhöhtes Auftreten von Hochnebelwetterlagen in den Beobachtungen auf Grund einer blockierenden Omegalage in 500 hPa und des dadurch relativ stationären und gut ausgeprägten Bodenhochs über

3. Ergebnisse

Mitteleuropa. Diese tiefe Bewölkung wurde von den Modellläufen des GFS nicht gut aufgelöst.

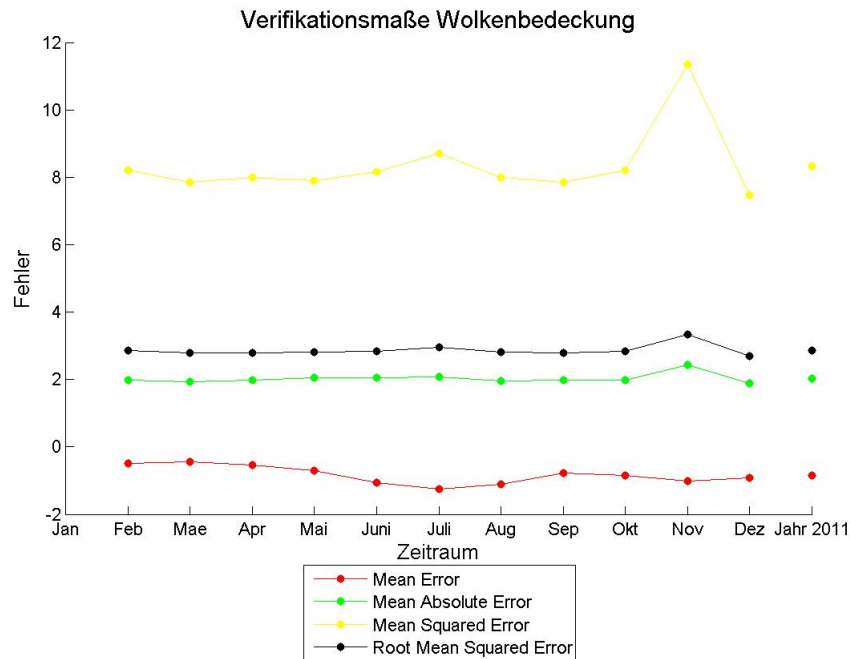


Abbildung 3.19.: Verifikationsmaße Wolkenbedeckung

3.3.4. Binary Event - Wolkenuntergrenze

Die Wolkenuntergrenze wurde nur mittels Ja/Nein Unterscheidung verifiziert. Dabei wurden die Modellläufe von GFS der tiefen Wolken herangezogen. Waren tiefe Wolken vorhanden wurden diese den Wert 1 (Ja) zugeordnet, waren keine vorhanden den Wert 0 (Nein). Das Gleiche wurde bei den Beobachtungen der Wolkenuntergrenze gemacht. Waren Wolkenuntergrenzen kleiner als 2500 Meter beobachtet, wurde der Wert 1 (Ja) zugeordnet, bei höheren Untergrenzen der Wert 0 (Nein).

Folgende Kontingenztafel für das Jahr 2011 ist das Ergebnis und wurde für die weitere Berechnung der Verifikationsmaße für das Jahr 2011 verwendet. Durch die strikten Bedingungen zwischen Ja und Nein treten natürlich umso mehr Misses und False Alarms auf.

Beobachtungsmeldung	Modellmeldung GFS	
	Ja	Nein
Ja	630.221	315.304
Nein	108.991	433.371

Tabelle 3.12.: Ergebnisse Wolkenuntergrenze für das Jahr 2011

3. Ergebnisse

Der Bias beschreibt, ob eine Kategorie zu oft bzw. zu wenig prognostiziert oder beobachtet wurde. Der Bias für beobachtete tiefe Wolken liegt durchwegs mit Ausnahme des Monats Februar über dem Wert 1 und wurde zu oft beobachtet. Im Gegensatz dazu weist der Bias für keine beobachtete tiefe Wolken meist einen Wert unter 1 aus. Vergleicht man die Bias für das Jahr 2011 erhält man Werte von 1.28 und 0.72 und deuten klar auf zu oft bzw. zu wenig beobachtet in Bezug auf den Modelllauf.

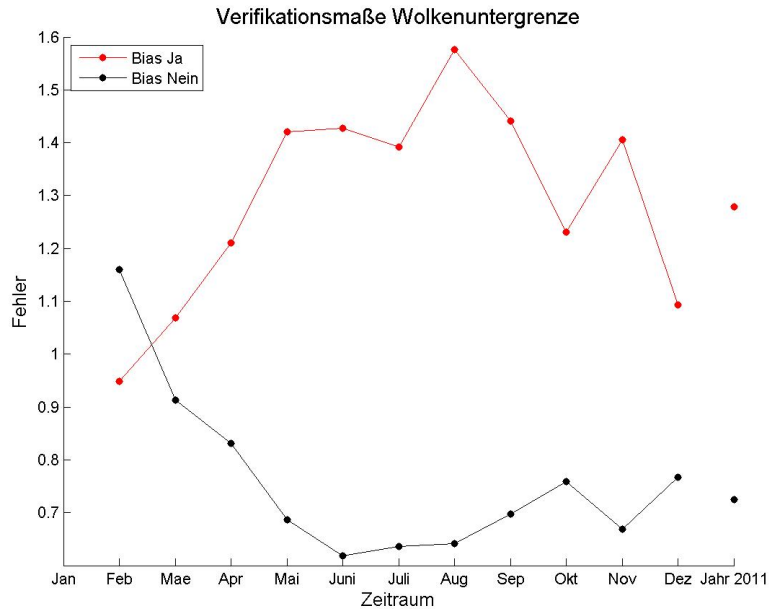


Abbildung 3.20.: Verifikationsmaß Bias Wolkenuntergrenze

Für die Hit Rate und die Proportion Correct sind Werte nahe 1 erwünschenswert. Vor allem die Hit Rate liegt dabei zumindest ab Mai nahe bei 0.9. Die Proportion Correct (korrekte von allen vorhandenen Beobachtungen) nimmt genau die gegenteilige Kurve und ist von den Monaten Mai bis September am niedrigsten mit 0.7.

Die False Alarm Rate und die False Alarm Ratio sollten nahe 0 liegen. Durch das Auftreten von vielen False Alarms sind die Werte meist im Bereich von 0.2 bis 0.5

3. Ergebnisse

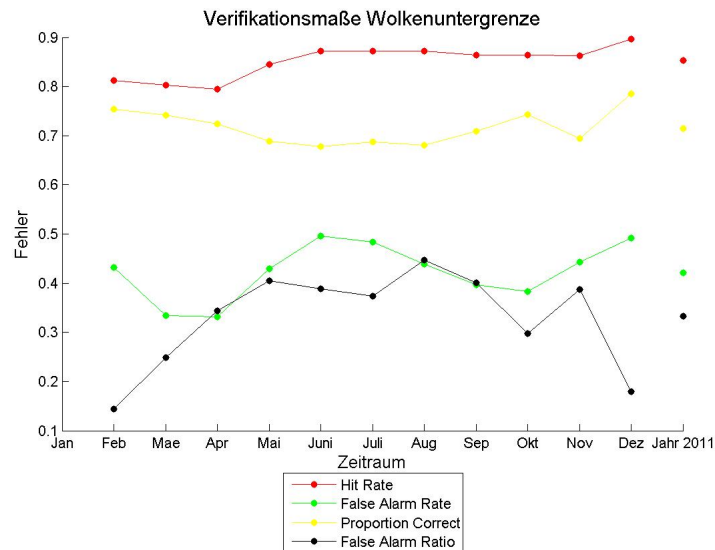


Abbildung 3.21.: Verifikationsmaße I Wolkenuntergrenze

Wie schon bei den vorherigen Verifikationsmaße sind die folgenden besonders mit Vorsicht zu genießen. Durch die Vorbedingungen können diese stark verfälscht werden.

Durch die relativ ausgeglichenen Werte bei den vier Kategorien kommt es beim Heidke Skill Score durchwegs zu negativen Werten. Auffallend sind die beiden Ausschläge nach unten in den Monaten Februar und Dezember, die sich allerdings auf den Jahreswert von -0.28 kaum auswirken.

Der Peirce's Skill Score und Critical Success Index zeigen durchwegs positive Werte, jedoch kaum höhere Werte als 0.5, was für mäßigen Skill spricht.

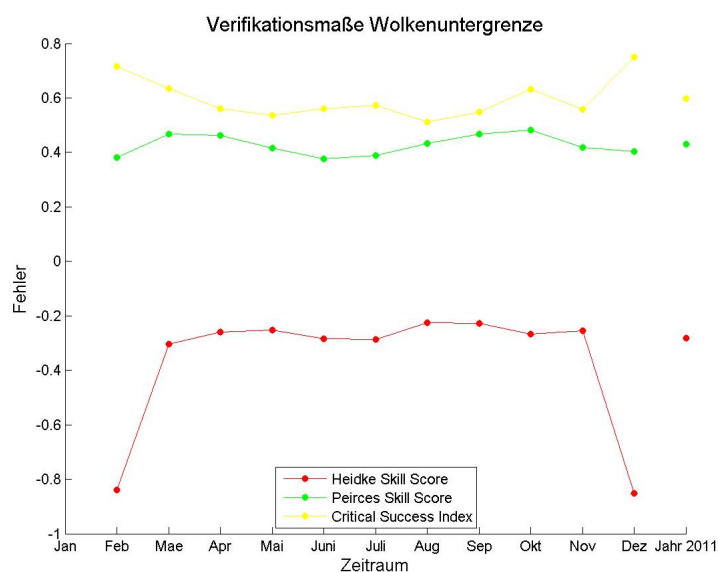


Abbildung 3.22.: Verifikationsmaße II Wolkenuntergrenze

3.3.5. Wolkenbedeckung tiefe Wolken

Wie schon in Abschnitt 3.3.3 wurde auch für die Beobachtungen der tiefen Wolken ein Vergleich mit Modelldaten gemacht und in einem Scatterplot zusammengefasst.

Wie schon in Abb. 3.18 treten wiederum lokale Maxima bei 1 und 7 Achtel auf. Im Vergleich zu der gesamten Wolkenbedeckung fällt die Verteilung deutlich einseitiger aus. Besonders die Modellwerte 0 und 1 Achtel sind sehr stark vertreten. Dadurch fällt die Regressionsgerade deutlich horizontaler aus. Die Konstante beginnt nahezu bei Null und steigt um $0.49 \cdot \text{Beobachtungswert}$ an. Der Korrelationskoeffizient zwischen den beiden Datensätzen ist ebenfalls niedriger und erreicht einen Wert von 0.48.

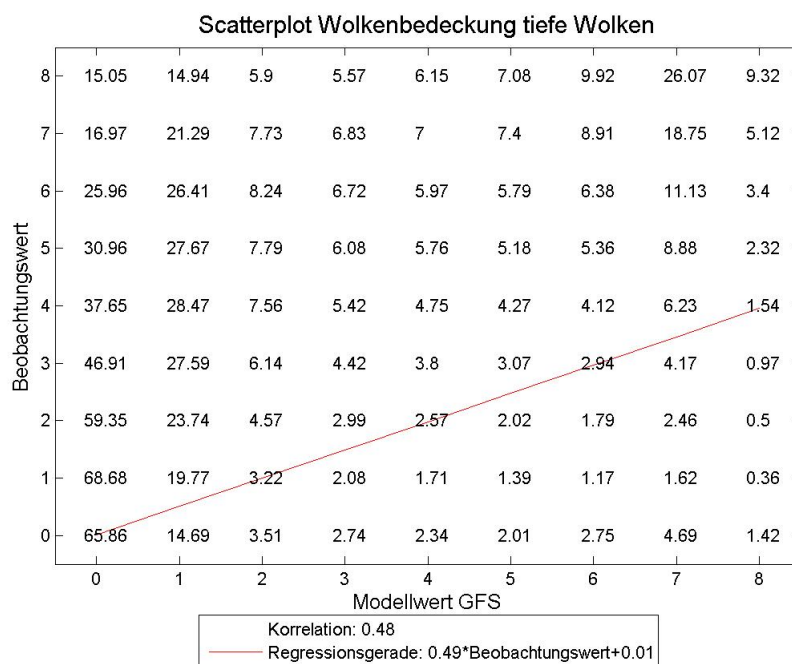


Abbildung 3.23.: Scatterplot tiefe Wolkenbedeckung

Durch die schon erwähnte sehr starke Konzentration auf 0 bis 1 Achtel des Modelllaufes liegt der mittlere Fehler diesmal über Null. Das heisst, dass der Beobachtungswert höher liegt als die Modellberechnungen für tiefe Wolken des GFS. Die einzelnen Fehlermaße unterscheiden sich kaum in ihrem Kurvenverlauf. Der Monat November zeigt bei allen Verifikationsmaßen einen Ausschlag nach oben. Insbesondere der Mean Absolute Error schlägt deutlich nach oben aus und deutet auf eine hohe Fehlervarianz hin.

Wie schon in 3.19 der Gesamtbewölkung sticht auch bei der tiefen Bewölkung der Monat November deutlich heraus, jedoch mit noch höheren Fehlermaßen, da nur die tiefe Bewölkung (Stratus) berücksichtigt wird.

3. Ergebnisse

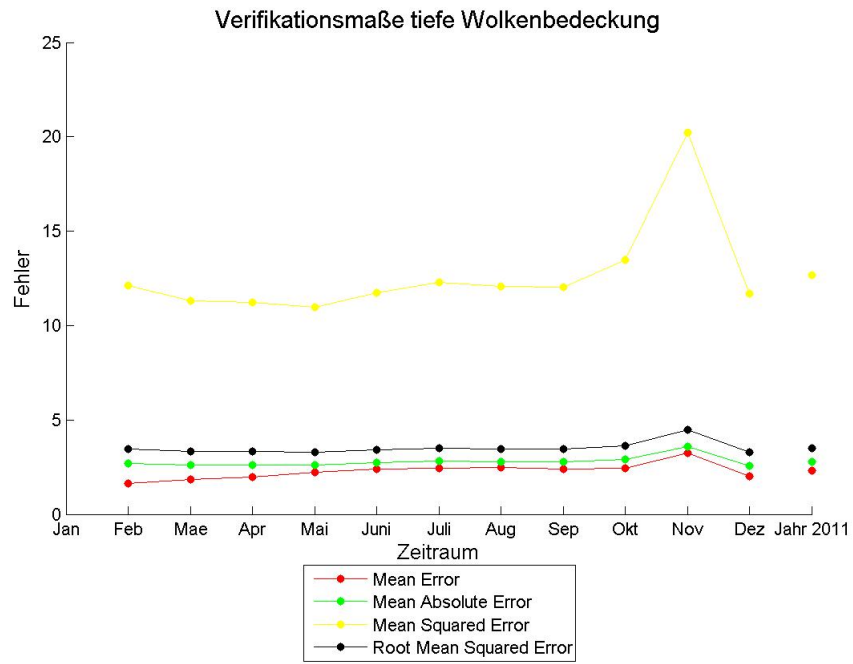


Abbildung 3.24.: Verifikationsmaße tiefe Wolkenbedeckung

3.4. Fallbeispiel 28.06.2011

Als Fallbeispiel wurde der 28. Juni ausgesucht. Es wird kurz die Großwetterlage erklärt mit Frontpassagen und Satellitenbild und anschließend die räumlichen Grafiken sowohl von Beobachtungen, als auch von den GFS Modellläufen gezeigt.

Die Großwetterlage über Europa wird von einem direkt über Mitteleuropa liegenden Höhenkeil dominiert. Dies spricht für Absinkbewegungen in der Atmosphäre und erklärt die wolkenfreien Gebiete quer über Mitteleuropa. Hinter diesem Höhenkeil verläuft eine langgezogene Frontensystem vom Tiefdruckgebiet über Island ausgehend über Skandinavien, Großbritannien bis nach Nordspanien mit Verweilungen über Norwegen und den Niederlanden. Außerdem befindet sich über dem Schwarzen Meer ein gealtertes Tiefdrucksystem, dessen Okklusion Österreich knapp nicht erreicht.

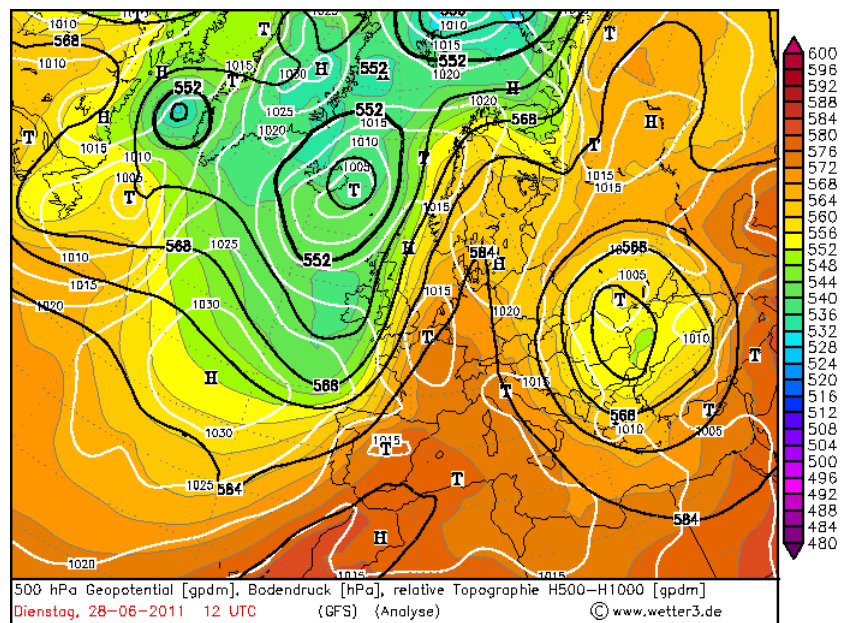


Abbildung 3.25.: 500 hPa Geopotential, Bodendruck und relative Topographie H500-H1000 vom 28.06.2011 (wetter3.de [39])

Im Satellitenbild von Sat24.com zeigt sich das oben beschriebene Bild nochmals. Zum einen die langgezogene Frontpassage im Westen von Europa und der Tiefdruckwirbel westlich vom Schwarzen Meer.

3. Ergebnisse

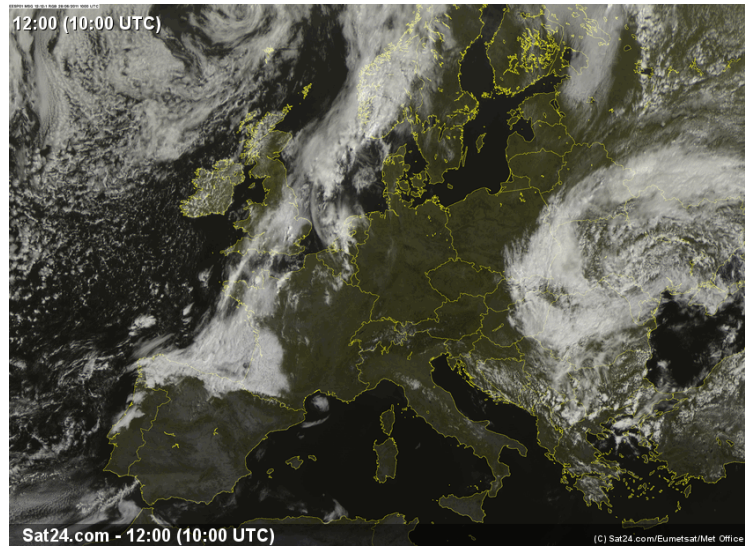
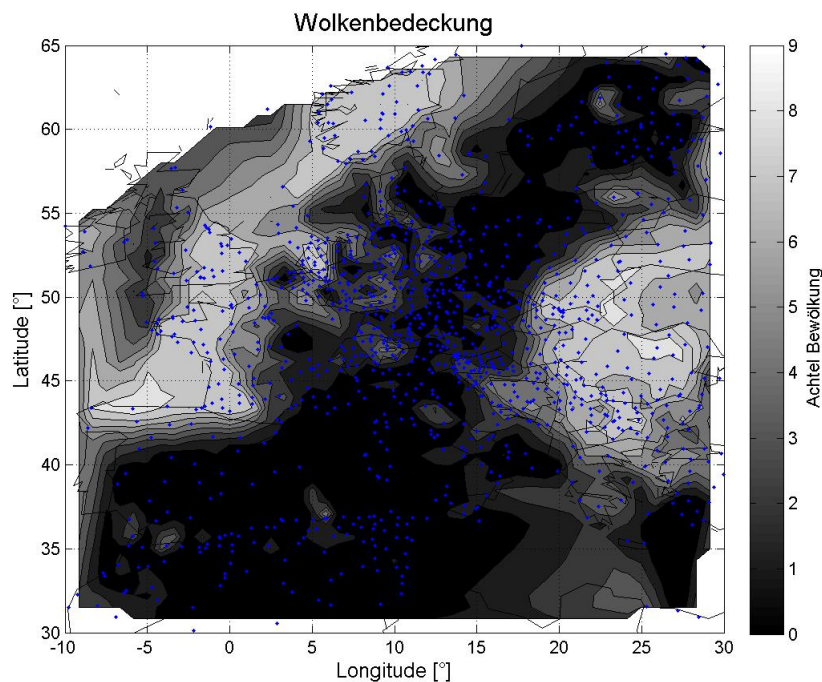


Abbildung 3.26.: Satellitenbild 28.06.2011 (sat24.com [38])

In Abb. 3.27 und Abb. 3.28 ist die Gesamtbewölkung der Beobachtungen und des GFS Modelles, mit dem verifiziert wurde, dargestellt. Insbesondere in Mitteleuropa ist die Datendichte (Stationen=blaue Scatterpunkte) sehr hoch und zeigt auch sehr kleinräumige Details. Allerdings besonders über Meeresflächen sind kaum Stationen vorhanden und somit deutliche Unregelmäßigkeiten erkennbar. Komplette weiße Flächen, wie zum Beispiel nördlich von Großbritannien, deuten auf keine Daten hin.

Die wolkenfreien Gebiete werden sowohl von den Beobachtungen, als auch von den Modellläufen gut dargestellt. Insbesondere das Absinken auf der Rückseite der Frontpassage über Westeuropa ist in beiden ausgeprägt. Der Tiefdruckwirbel im Osten von Europa wurde durchwegs mit hoher Bewölkung erfasst.



3. Ergebnisse

Abbildung 3.27.: Wolkenbedeckung 28.06.2011 Beobachtungen; Interpolationsverfahren Matlab Routine Linear

Auffällig ist, dass der Wolkeneinschub über Finnland und dem Nordwesten Russlands vom GFS erfasst wurde, jedoch von den Beobachtungen, obwohl Stationen in diesem Gebiet vorhanden sind, keine Wolken gemeldet wurden. Die Randgebiete zu keiner Bewölkung sind im Modell deutlich schärfer ausgefallen. Dies ist besonders westlich von Großbritannien zu erkennen. Durch das regelmäßigere Gitter des Modells sind die Konturen geradliniger als bei den Beobachtungen. Gebiete, wo die Datendichte der Beobachtungen hoch ist wie zum Beispiel über Österreich und Deutschland, sind kleine Hotspots der Bewölkung zu erkennen, die im Modell nicht aufgelöst wurden.

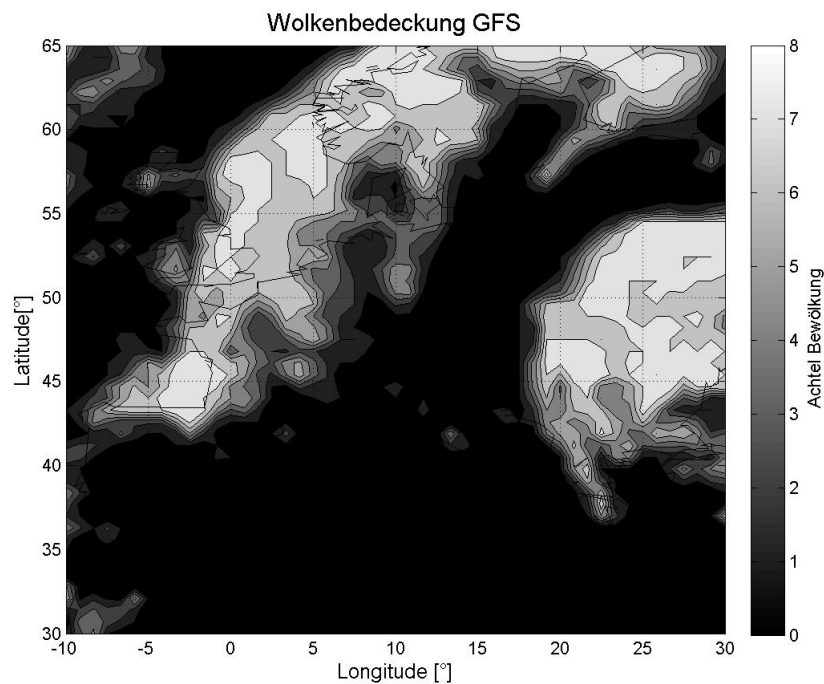


Abbildung 3.28.: Wolkenbedeckung 28.06.2011 GFS-Modell; Interpolationsverfahren Matlab Routine Linear

In nachfolgender Abbildung wurde die Wolkenuntergrenze der Beobachtungen geplottet. In den wolkenfreien Gebieten sind natürlich Werte größer als 2000 Meter vorhanden. Insbesondere in den Frontenpassagen und dem Tiefdruckwirbel im Osten sind Wolkenuntergrenzen unterhalb von 600 Metern beobachtet worden. Grundsätzlich sind die Wolkenuntergrenzenplots abgesehen von der Farbe den Wolkenbedeckungsplots sehr ähnlich.

3. Ergebnisse

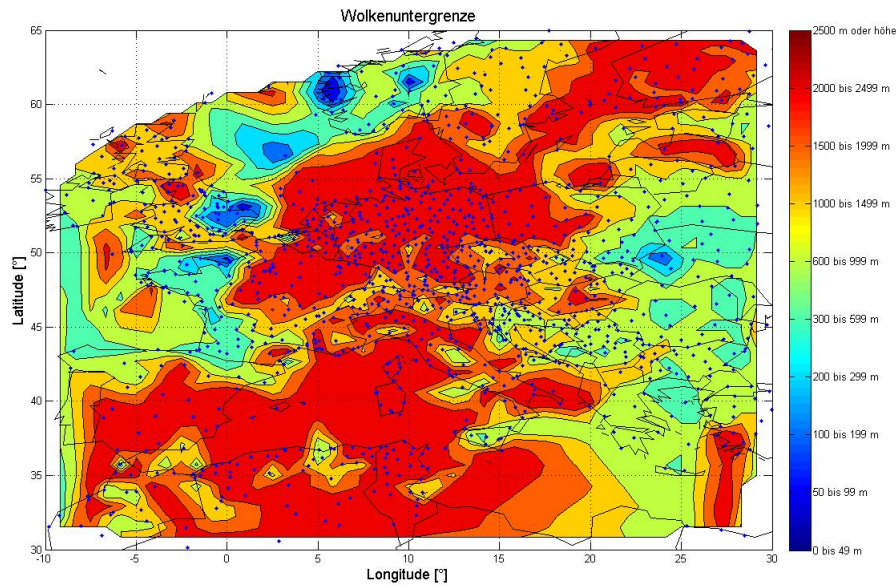
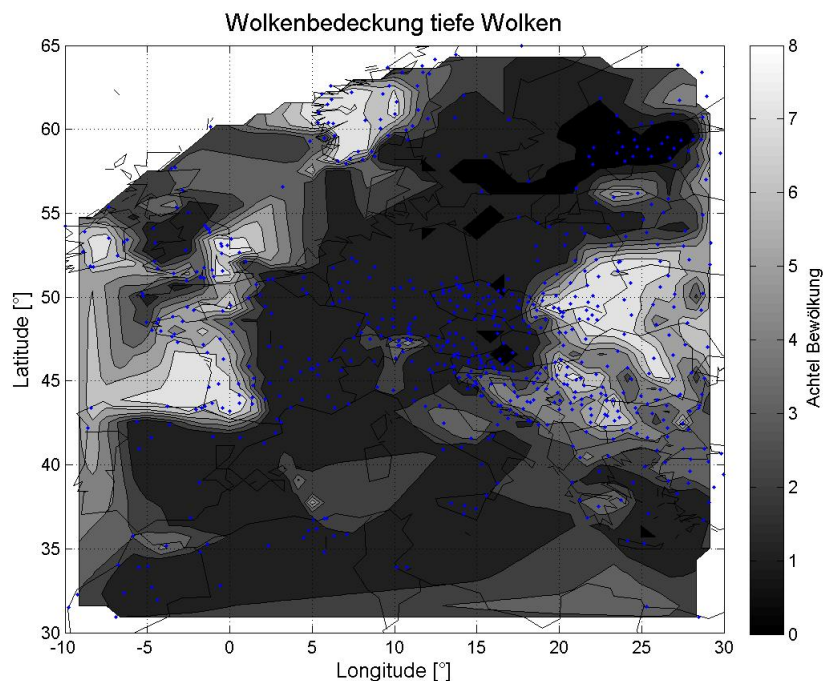


Abbildung 3.29.: Wolkenuntergrenze 28.06.2011 Beobachtungen; Interpolationsverfahren Matlab Routine Linear

Die Bedeckung der tiefen Wolken in Abb. 3.30 und 3.31 ähneln sehr dem Wolkenuntergrenzenplot. Die verfügbaren Stationen haben deutlich abgenommen im Vergleich zur gesamten Wolkenbedeckung. Es zeigen sich 4 Bereiche in denen tiefe Wolken laut GFS vorherrschend sind. Diese 4 Zonen sind in den Beobachtungen ebenso vorhanden, jedoch mit weniger scharf abgrenzten Randzonen. Zudem sind in den Beobachtungen einzelne Stationen vorhanden, die einen Bedeckungsgrad der tiefen Wolken höher als 0 Achtel aufweisen.



3. Ergebnisse

Abbildung 3.30.: Wolkenbedeckung tiefe Wolken 28.06.2011 Beobachtungen; Interpolationsverfahren Matlab Routine Linear

Es zeigen sich 4 Bereiche in denen tiefe Wolken laut GFS vorherschend sind. Diese 4 Zonen sind in den Beobachtungen ebenso vorhanden, jedoch mit weniger scharf abgrenzten Randzonen. Zudem sind in den Beobachtungen einzelne Stationen vorhanden, die einen Bedeckungsgrad der tiefen Wolken höher als 0 Achtel aufweisen. Bis auf die 4 Bewölkungszonen wird in Europa im Modelllauf mit 0 Achtern gerechnet.

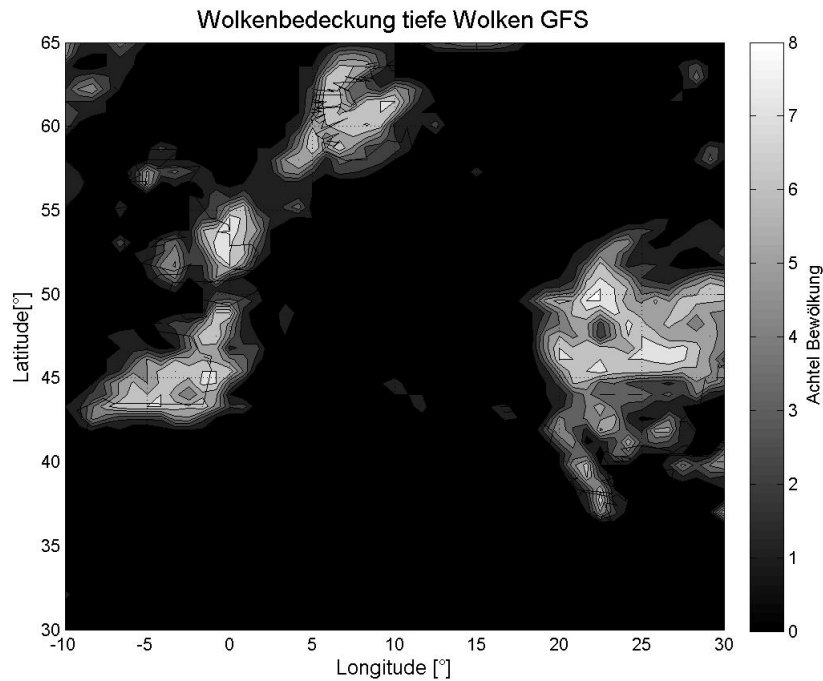


Abbildung 3.31.: Wolkenbedeckung tiefe Wolken 28.06.2011 GFS-Modell; Interpolationsverfahren Matlab Routine Linear

4. Zusammenfassung und Ausblick

Wolken zählen zu den sogenannten schwebenden Hydrometeoren und sind Bereiche in der Atmosphäre in der die Luft mit Wasserdampf gesättigt ist. Durch die Wechselwirkung mit einer Lichtquelle (Sonne, Mond) werden sie durch Streuung, Transmission und Absorption sichtbar.

Die Bestimmung der Gesamtbedeckung und Bedeckung der tiefen Wolkenschicht in Achtern, die Wolkenuntergrenze und die eindeutige Unterscheidung zwischen 10 Wolkengattungen sind die Hauptaufgaben eines Beobachters.

Die Wolkenbildung setzt bestimmte Voraussetzungen beziehungsweise Eigenschaften der Atmosphäre voraus. Zum Einen ist die Schichtung, vertikaler Gradient von virtueller Temperatur oder gesättigte äquivalent potentielle Temperatur, vor allem für konvektive Wolkentypen ausschlaggebend. Andererseits benötigt die Atmosphäre Aerosole als Kondensationskerne, ausreichend Wasserdampf und einen Mechanismus zur Abkühlung der Umgebungsluft.

Befindet sich eine Wolke im Entwicklungsstadium unterscheidet man zwischen warmen und kalten Wolkentypen. Dabei ist die tiefste Temperatur in der Wolke ausschlaggebend und bestimmt in der Regel den Mechanismus zur Bildung und Vergrößerung von Wassertropfchen (warme Wolken) durch Nukleation, Kondensation, Evaporation und Koaleszenz. Kalte Wolken zeichnen sich durch die Bildung und Vergrößerung von Eiskristallen in Folge von Nukleation, Deposition, Sublimation und Bereifung aus.

Bei der Bearbeitung der Daten aus dem Jahr 2011 wurde bei der gesamten Wolkenbedeckung die zu erwartende U-Form in der Verteilung der Wolkenbedeckungsachtel festgestellt. Das heisst hohe bzw. niedrige Bewölkungsgrade sind dominierend. Die Wolkenuntergrenze hingegen zeigt das genaue Gegenteil. Bis auf das absolute Maximum, das bei größer 2500 Meter über Grund liegt, zeigt die Kurve eine umgekehrte U-Form, sprich die mittleren Wolkenuntergrenzen überwiegen. Das Auftreten der einzelnen Wolkengattungen beziehungsweise gleichzeitiges Auftreten anderer Wolkengattungen durch einerseits Überlappungen im GTS Code im gleichen Stockwerk und andererseits Verschlüsselung bei Sichtbarkeit in anderen Wolkenstockwerken wurde ebenso untersucht. Die Auswertungen ergaben jahreszeitliche Unterschiede. Beispielsweise treten Cumulus- und Cumulonimbusbewölkung durch die deutlich stärkere Konvektion der durchschnittlich instabileren Schichtung der Atmosphäre in den Sommermonaten häufiger auf als in den restlichen Jahreszeiten. Dagegen sind in den Zwischenjahreszeiten und im Winter jegliche Form von

4. Zusammenfassung und Ausblick

Stratus in allen drei Schichten durch Inversionslagen häufig zu beobachten.

Bei der Verifikation mit dem amerikanischen Wettermodell GFS wurde bei der Gesamtbewölkung eine Korrelation mit den Beobachtungen von 0.59 (tiefe Wolken 0.48) festgestellt. Ein Vergleich zwischen Gesamt- und tiefer Wolkenbedeckung zeigt, dass bei beiden ein und sieben Achtel Wolkenbedeckung als lokale Maxima aufscheinen. Der Mean Error für die Gesamtbewölkung weist Werte knapp im negativen Bereich aus ($MAE \approx 2$), jedoch für die tiefe Bewölkung deutlich über 0 ($MAE \approx 3$), was für eine deutliche Unterschätzung der tiefen Wolken durch das Modell mit sich zieht. Bemerkenswert sind die Peaks für den Monat November in den Fehlermaßen. Durch die langanhaltende Hochnebelwetterlagen in Mitteleuropa und die in diesem Bereich deutlich am meisten vorhandenen Stationen in Kombination mit der nicht vollständigen Vorhersage dieser Wetterlage durch das Wettermodell entstanden deutlich höhere Abweichungen. Die erstellte Kontingenztafel über das Auftreten von tiefer Wolkenbedeckung ergab eine positive Verteilung der korrekten Vorhersagen (≈ 1 Mio.) zu nicht korrekten Vorhersagen (≈ 400.000). Dadurch ergibt sich mit Ausnahme des Monats Februar ein positiver Bias, das auf zu oft beobachtet beziehungsweise zu wenig oft prognostiziert hindeutet.

Die erzielten Ergebnisse entsprachen durchwegs den Erwartungen. Die Verifikation der Daten mit den Modellläufen des GFS ergab allerdings doch deutliche Unterschiede. Insbesondere bei der tiefen Bewölkung (Monat November) wurden relativ hohe Abweichungen berechnet.

Es ergaben sich durchaus Probleme insbesondere bei der Verifikation. Durch Beobachtungsfehler und eher schlechte Auflösung des Modelles und der zum Teil nicht dargestellten Bewölkung ergaben sich hohe Fehlermaße. Eine Verifikation der Wolkenuntergrenze mit Hilfe der tiefen Wolken ist ebenfalls nicht ideal. Sie klärt nur die Fragestellung, ob tiefe Wolken beziehungsweise Wolkenuntergrenzen kleiner als 2500 Meter über Grund vorhanden sind. Eine Verifizierung der genauen Lage der Wolkenuntergrenze zwischen Erdboden und 2500 Meter über Grund ist somit mit den vorhandenen Daten nicht möglich. Die ungleich verteilten Beobachtungsdaten, erkenntlich in der Fallstudie und der Einleitung der Ergebnisse, ergab eine deutliche Abhängigkeit vom Interpolationsverfahren und wurde besonders in Randgebieten bei der Darstellung der Bewölkung unscharf.

Das Fehlen von Datensätzen, sowohl der Beobachtungsdaten als auch der Verifikationsdaten, erschwerte die Ausarbeitung insbesondere der Verifikation. Der genaue Grund für das Fehlen der Beobachtungsdaten jeweils am ersten Tag eines Monats um 00 UTC konnte nicht geklärt werden.

Abbildungsverzeichnis

2.1. Beispielcode 5. November 2012, 06 UTC für Wien (Quelle: ogimet.com [31])	8
2.2. Simulation einer aufsteigenden Luftblase; Einheiten ϑ' [K] und p' [Pa] (Markowski, 2011 [24])	20
2.3. Entwicklungsstadien einer Einzelzelle (Krutina, 2007 [19])	23
2.4. Schema einer Multizelle (Krutina, 2007 [19])	24
2.5. Schema einer Superzelle (Krutina, 2007 [19])	25
2.6. Schematischer Querschnitt einer Superzelle (Krutina, 2007 [19])	26
2.7. Schema einer Squall Line (Johnson et al., 1988 [16])	27
2.8. Kollisionseffizienz E (Wallace, 1977 [34])	33
2.9. Methoden der Eiskbildung in Wolken (ETH Zuerich, 2012 [9])	35
2.10. Vergleich von Messungen und der theoretisch maximal möglichen Eiskernkonzentration an der Wolkenobergrenze (Houze, 1993 [12])	38
3.1. Allgemein verfügbare Stationen	40
3.2. Verfügbare Stationen für Berechnungen an Hauptterminen	41
3.3. Verfügbare Stationen für Berechnungen an Nebenterminen	41
3.4. Relative Häufigkeiten der Wolkenbedeckung	43
3.5. Absolute Häufigkeiten der Wolkenbedeckung für das Jahr 2011	43
3.6. Relative Häufigkeiten Wolkenuntergrenze	45
3.7. Absolute Häufigkeiten der Wolkenuntergrenze für das Jahr 2011	45
3.8. Relative Häufigkeiten tiefer Wolkengattungen	48
3.9. Absolute Häufigkeiten tiefer Wolkengattungen für das Jahr 2011	49
3.10. Relative Häufigkeiten tiefer Wolkengattungen und deren Begleitwolken	50
3.11. Relative Häufigkeiten mittlerer Wolkengattungen	53
3.12. Absolute Häufigkeiten mittlerer Wolkengattungen für das Jahr 2011	53
3.13. Relative Häufigkeiten mittlerer Wolkengattungen und deren Begleitwolken	54
3.14. Relative Häufigkeiten hoher Wolkengattungen	57
3.15. Absolute Häufigkeiten hoher Wolkengattungen für das Jahr 2011	57
3.16. Relative Häufigkeiten hoher Wolkengattungen und deren Begleitwolken	58
3.17. Gitterpunkte des GFS-Modells	64
3.18. Scatterplot Wolkenbedeckung	67
3.19. Verifikationsmaße Wolkenbedeckung	68

Abbildungsverzeichnis

3.20. Verifikationsmaß Bias Wolkenuntergrenze	69
3.21. Verifikationsmaße I Wolkenuntergrenze	70
3.22. Verifikationsmaße II Wolkenuntergrenze	70
3.23. Scatterplot tiefe Wolkenbedeckung	71
3.24. Verifikationsmaße tiefe Wolkenbedeckung	72
3.25. 500 hPa Geopotential, Bodendruck und relative Topographie H500-H1000 vom 28.06.2011 (wetter3.de [39])	73
3.26. Satellitenbild 28.06.2011 (sat24.com [38])	74
3.27. Wolkenbedeckung 28.06.2011 Beobachtungen; Interpolationsverfahren Mat- lab Routine Linear	75
3.28. Wolkenbedeckung 28.06.2011 GFS-Modell; Interpolationsverfahren Matlab Routine Linear	75
3.29. Wolkenuntergrenze 28.06.2011 Beobachtungen; Interpolationsverfahren Mat- lab Routine Linear	76
3.30. Wolkenbedeckung tiefe Wolken 28.06.2011 Beobachtungen; Interpolations- verfahren Matlab Routine Linear	77
3.31. Wolkenbedeckung tiefe Wolken 28.06.2011 GFS-Modell; Interpolationsver- fahren Matlab Routine Linear	77
A.1. Anleitung Verschlüsselung tiefe Wolkengattungen (Deutscher Wetterdienst, 1990 [36])	90
A.2. Anleitung Verschlüsselung mittlere Wolkengattungen (Deutscher Wetter- dienst, 1990 [36])	92
A.3. Anleitung Verschlüsselung hoher Wolkengattungen (Deutscher Wetterdienst, 1990 [36])	94

Tabellenverzeichnis

2.1. Einteilung der Wolkenstockwerke (Mayer, 2009 [26])	3
2.3. Erklärung GTS Code (WMO, 1995 [32])	9
2.4. Verschlüsselung Höhe der Wolkenuntergrenze (Mayer, 2009 [26])	10
2.5. Kriterien für MCC (Lin, 2007 [21])	28
2.6. Fallgeschwindigkeiten von Eispartikeln (Houze, 1993 [12])	39
3.1. Relative Häufigkeiten der Wolkenbedeckung für das Jahr 2011	42
3.2. Relative Häufigkeiten der Wolkenuntergrenzen für das Jahr 2011	44
3.3. Überlappungen der Verschlüsselung bei niedrigen Wolkengattungen	46
3.4. Relative Häufigkeiten niedriger Wolkengattungen und deren Begleitwolken	47
3.5. Überlappung der Verschlüsselung bei mittleren Wolkengattungen	51
3.6. Relative Häufigkeiten mittlerer Wolkengattungen und deren Begleitwolken	52
3.7. Überlappungen der Verschlüsselung bei hohen Wolkengattungen	55
3.8. Relative Häufigkeiten hoher Wolkengattungen und deren Begleitwolken	56
3.9. Möglichkeiten bei Binären Ereignissen	61
3.10. Fehlende Datensätze für Verifikation von Online Quelle GFS und Beobach- tungen	65
3.11. Umwandlung der GFS-Vorhersagewerte in Achtel Bedeckungsgrad	66
3.12. Ergebnisse Wolkenuntergrenze für das Jahr 2011	68
A.1. Verschlüsselung der tiefen Wolkengattungen (Deutscher Wetterdienst, 1990 [36])	90
A.2. Verschlüsselung der mittleren Wolkengattungen(Deutscher Wetterdienst, 1990 [36])	91
A.3. Verschlüsselung der hohen Wolkengattungen (Deutscher Wetterdienst, 1990 [36])	93

Literaturverzeichnis

- [1] Bamberg, G., F. Baur, and M. Krapp: 2008, *Statistik*. Oldenbourg Verlag.
- [2] Bergmann, L., H. V. W. Raith, M. B. V. S. J. Bauer, and C. Schaefer: 2001, *Lehrbuch Der Experimentalphysik: Band 7: Erde Und Planeten*. Walter de Gruyter.
- [3] Bont, G. M. T. M. d.: 1987, *Wolkenatlas: Wolken and Wetter*. Eugen Ulmer.
- [4] Christen, D. S.: 2009, *Praxiswissen der chemischen Verfahrenstechnik: Handbuch für Chemiker und Verfahrensingenieure*. Springer DE.
- [5] Cleff, T.: 2011, *Deskriptive Statistik und moderne Datenanalyse: Eine computergestützte Einführung mit Excel, PASW (SPSS) und STATA*. Springer DE.
- [6] Cremers, C. J. and H. A. Fine: 1991, *Thermal Conductivity*. Springer.
- [7] Doering, E., H. Schedwill, and M. Dehli: 2012, *Grundlagen der Technischen Thermodynamik: Lehrbuch für Studierende der Ingenieurwissenschaften*. Springer DE.
- [8] Engels, B., C. Schmuck, T. Schirmeister, and R. Fink: 2008, *Chemie für Mediziner*. Pearson Deutschland GmbH.
- [9] ETHZürich: 2012.
- [10] Harten, U.: 2009, *Physik: Eine Einführung für Ingenieure und Naturwissenschaftler*. Springer DE.
- [11] Holton, J. R.: 2004, *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Academic Press.
- [12] Houze, R. A. J.: 1993, *Cloud Dynamics*. Academic Press.
- [13] Hupfer, P.: 1996, *Unsere Umwelt: Das Klima: Globale Und Lokale Aspekte*. Vieweg+teubner Verlag.
- [14] Hupfer, P., W. Kuttler, and F.-M. Chmielewski: 2005, *Witterung und Klima: Eine Einführung in die Meteorologie und Klimatologie*. Teubner B.G. GmbH.
- [15] Israël, H.: 1950, *Das Gewitter*. Akademische Verlagsgesellschaft Geest and Portig K.G.

- [16] Johnson, R. H. and P. J. Hamilton: 1988, ‘The Relationship of Surface Pressure Features to the Precipitation and Airflow Structure of an Intense Midlatitude Squall Line’. *Monthly Weather Review*.
- [17] Jolliffe, I. T. and D. B. Stephenson: 2003, *Forecast Verification: A Practitioner’s Guide in Atmospheric Science*. Wiley.
- [18] Klose, B.: 2008, *Meteorologie: Eine interdisziplinäre Einführung in die Physik der Atmosphäre*. Springer DE.
- [19] Krutina, M. F.: 2007, ‘Gewitter - Grundlagen, Phänomene und Gefahren’.
- [20] Lamb, D. and J. Verlinde: 2011, *Physics and Chemistry of Clouds*. Cambridge University Press.
- [21] Lin, Y.-L.: 2007, *Mesoscale Dynamics*. Cambridge University Press.
- [22] L.Schulte, K. and V. Ermert: 2008, *Meteorologie*. K.L.S. Publishing.
- [23] Maenz, J. S.: 2004, *Aerosole*. GRIN Verlag.
- [24] Markowski, P. and Y. Richardson: 2011, *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*. John Wiley & Sons.
- [25] Mayer, D.: 2008, ‘Skriptum Allgemeine Meteorologie II’.
- [26] Mayer, D.: 2009, ‘Skriptum Allgemeine Meteorologie I’.
- [27] Meyberg, K. and P. Vachenauer: 2003, *Höhere Mathematik 1*. Springer Verlag, 6. edition.
- [28] Möller, D.: 2003, *Luft: Chemie, Physik, Biologie, Reinhaltung, Recht*. Walter de Gruyter.
- [29] Müller-Philipp, S. and H.-J. Gorski: 2011, *Leitfaden Geometrie: Für Studierende der Lehrämter*. Springer DE.
- [30] NOAA.
- [31] ogimet.com.
- [32] Organization, W. M.: 1995, *Manual on Codes: International codes*. World Meteorological Organization.
- [33] Stanski, H. R., L. J. Wilson, and W. R. Burrows: 1989, *Survey of common Verification Methods in Meteorology*. WMO World Weather Watch Technical Report No.8.

Literaturverzeichnis

- [34] Wallace, J. M. and P. V. Hobbs: 1977, *Atmospheric Science: An Introductory Survey*. Academic Press.
- [35] Walther, Thomas Walther, H. and H. Walther: 1999, *Was ist Licht?: Von der klassischen Optik zur Quantenoptik*. C.H.Beck.
- [36] Wetterdienst, D.: 1990, *Internationaler Wolkenatlas. 1.* Dt. Wetterdienst.
- [37] WMO: 2009, ‘Manual on the Global Telecommunication System’. World Meteorological Organization, 1. edition.
- [38] www.sat24.com.
- [39] www.wetter3.de.

Danksagung

Ich möchte mich an dieser Stelle bei meinem Betreuer O. Univ. Prof. Dr. Reinhold Steinacker bedanken, der mir wertvolle Tipps gab und mit seiner kompetenten Beratung zu Fragen meinerseits und zahlreichen Anregungen sehr geholfen hat.

Weiters möchte ich mich bei Mag. DI Dr. Dieter Mayer bedanken, der immer ein offenes Ohr für mich hatte und insbesondere bei programmiertechnischen Fragen sich Zeit nahm und Antworten wusste.

Ich möchte mich bei meinen Studienkollegen/innen für die zahlreichen Diskussionen und Anregungen bedanken

Mein größter Dank gilt allerdings meinen Eltern und der Familie, sie haben mich sei es finanziell, aber vor allem seelisch nicht nur während der Diplomarbeit, sondern durch mein ganzes Studium, unterstützt. Sie hatten immer ein offenes Ohr für meine Probleme und verstanden es mich aufzubauen.

Eidesstattliche Erklärung

Eidesstattliche Erklärung

Ich erkläre hiermit an Eides Statt, dass ich die vorliegende Arbeit selbstän-

dig und ohne Benutzung anderer als der angegebenen Hilfsmittel angefertigt habe. Die aus fremden Quellen direkt oder indirekt übernommenen Gedanken sind als solche kenntlich gemacht.

Die Arbeit wurde bisher in gleicher oder ähnlicher Form keiner anderen Prüfungsbehörde vorgelegt und auch noch nicht veröffentlicht.

Wien, am 20. März 2013

(Michael Marte)

Curriculum Vitae

Generelle Informationen

Name	Michael Marte
Geburtsdatum-, Ort	06.01.1987, Feldkirch
Staatsbürgerschaft	Österreich
Adresse	Rheinstraße 35, 6840 Götzis
Email	michael.marte@a1.net

Ausbildung

Schulausbildung

1993-1997	Volksschule Götzis Markt
1997-2001	Hauptschule Götzis
2001-2006	Handelsakademie Feldkirch

Studium

2007-2013	Student der Meteorologie an der Hauptuniversität Wien Schwerpunkt: Synoptisch-Dynamische Meteorologie
-----------	--

Berufserfahrung

2004-2006	Ferialpraktikum bei Fliesen Bell Götzis
2007-2011	Ferialpraktikum Lebenshilfe Vorarlberg
WS 2011/12	Tutor an der Hauptuniversität Wien der Lehrveranstaltung Wetterbesprechung 1 (advektive Prozesse)
SS 2012	Tutor an der Hauptuniversität Wien der Lehrveranstaltung Übungen zu Synoptisch Dynamische Meteorologie 1

A. Verschlüsselung der Wolkengattungen

A.1. Verschlüsselung der tiefen Wolkengattungen

Verschlüsselungscode	Beschreibung
$C_L=0$	keine C_L Wolken vorhanden
$C_L=1$	vertikal gering ausgedehnter (humilis) bzw. zerfetzter Cumulus (fractus)
$C_L=2$	mäßig bzw. starker vertikal ausgedehnter Cumulus (mediocris oder congestus), können andere Wolkengattungen vorhanden sein, Untergrenze auf gleicher Höhe, keine Schlechtwetterwolke ¹
$C_L=3$	Cumulonimbus mit teilweise keinen scharfen Umrissen der Gipfel (calvus), keine cirrusartigen Fasern und ambossartige Formen
$C_L=4$	Stratocumulus der durch Ausbreitung von Cumulus Bewölkung entstanden ist (cumulogenitus)
$C_L=5$	Stratocumulus, nicht durch Ausbreitung von Cumulus Bewölkung
$C_L=6$	Stratus in Fetzen (fractus) bzw. in zusammenhängenden Felder und Schichten (nebulosus), keine Schlechtwetterwolke
$C_L=7$	Stratus oder Cumulus mit Fetzen (fractus) oder beide (pannus) inklusive Niederschlag, meist unterhalb von Nimbostratus oder Altostratus
$C_L=8$	Cumulus oder Stratocumulus, der nicht durch Ausbreitung von Cumulus Bewölkung entstanden ist, Unterschiedliche Wolkenuntergrenzen
$C_L=9$	Cumulonimbus mit faserigen oberen Schichten und häufig mit Amboss (capillatus), Vorhandensein von anderen Wolkenarten möglich
$C_L=/$	keine C_L Wolken sichtbar durch Dunkelheit, Nebel, Staub oder ähnlichen Erscheinungen

A. Verschlüsselung der Wolkengattungen

Tabelle A.1.: Verschlüsselung der tiefen Wolkengattungen (Deutscher Wetterdienst, 1990 [36])

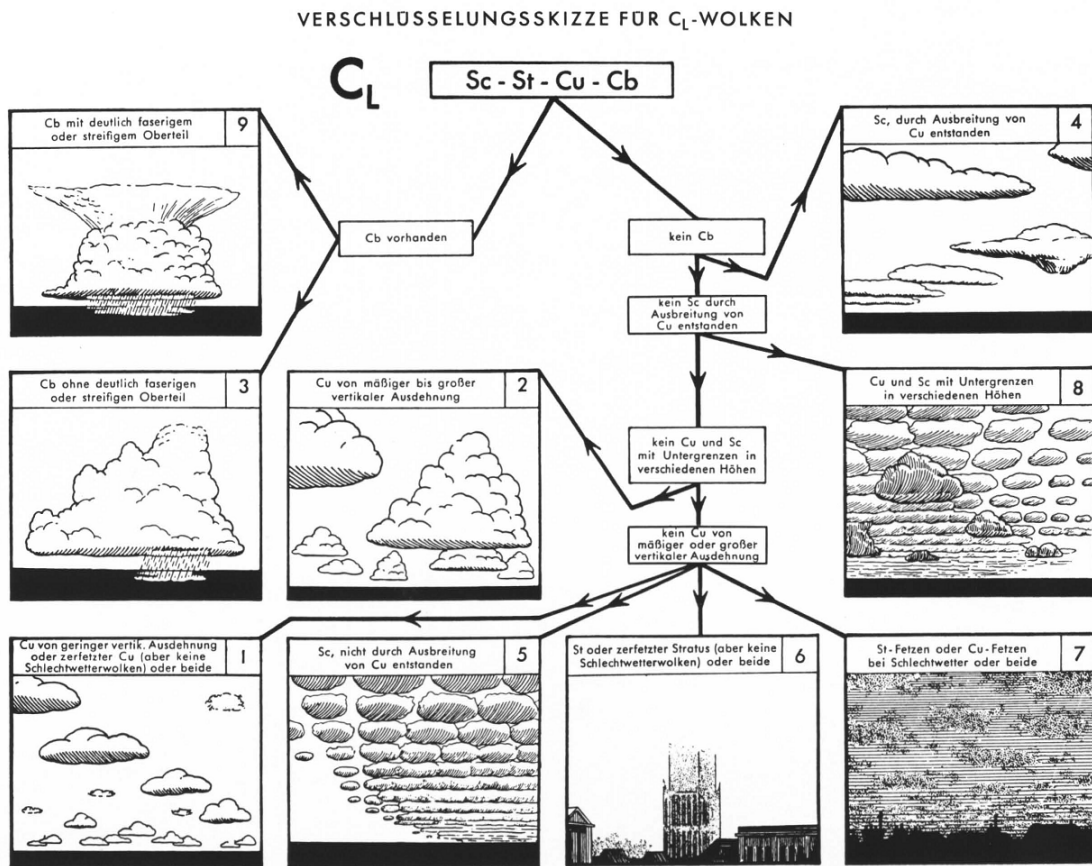


Abbildung A.1.: Anleitung Verschlüsselung tiefe Wolkengattungen (Deutscher Wetterdienst, 1990 [36])

A.2. Verschlüsselung der mittleren Wolkengattungen|

Verschlüsselungscode	Beschreibung
$C_M=0$	keine C_M Wolken vorhanden
$C_M=1$	zum größten Teil durchscheinender Altostratus (translucidus)
$C_M=2$	zum größten Teil nicht durchscheinender Altostratus (opacus) bzw. Nimbostratus
$C_M=3$	durchscheinender, langsam verändernder, gleich hoher Alto cumulus (translucidus)
$C_M=4$	durchscheinender, schnell verändernder, unterschiedlich hoher Alto cumulus in Form von Bänken (translucidus)
$C_M=5$	durchscheinender Alto cumulus in Form von Banden (translucidus) bzw. Schichten (translucidus oder opacus), fortschreitend den Himmel überzieht und an Mächtigkeit gewinnt
$C_M=6$	Alto cumulus, durch Ausbreitung von Cumulus bzw. Cumulonimbus entstanden (cumulogenitus)
$C_M=7$	Alto cumulus in mindestens 2 Schichten, teilweise dunkel, nicht Himmel überziehend (translucidus oder opacus) oder eine dunkle Alto cumulus Schicht, die den Himmel nicht überzieht (opacus)
$C_M=8$	in Form von kleinen Türmchen oder Zinnen hochwachsender Alto cumulus (castellanus) oder Alto cumulus mit cumulus artigen Büscheln (floccus)
$C_M=9$	in verschiedenen Höhen liegender Alto cumulus, der ein chaotisch aussehendes Himmelbild bietet
$C_M=/$	keine C_M Wolken erkennbar durch Dunkelheit, Nebel, Staub- oder Sandtreiben beziehungsweise durch tiefer liegende Wolken

Tabelle A.2.: Verschlüsselung der mittleren Wolkengattungen(Deutscher Wetterdienst, 1990 [36])

A. Verschlüsselung der Wolkengattungen

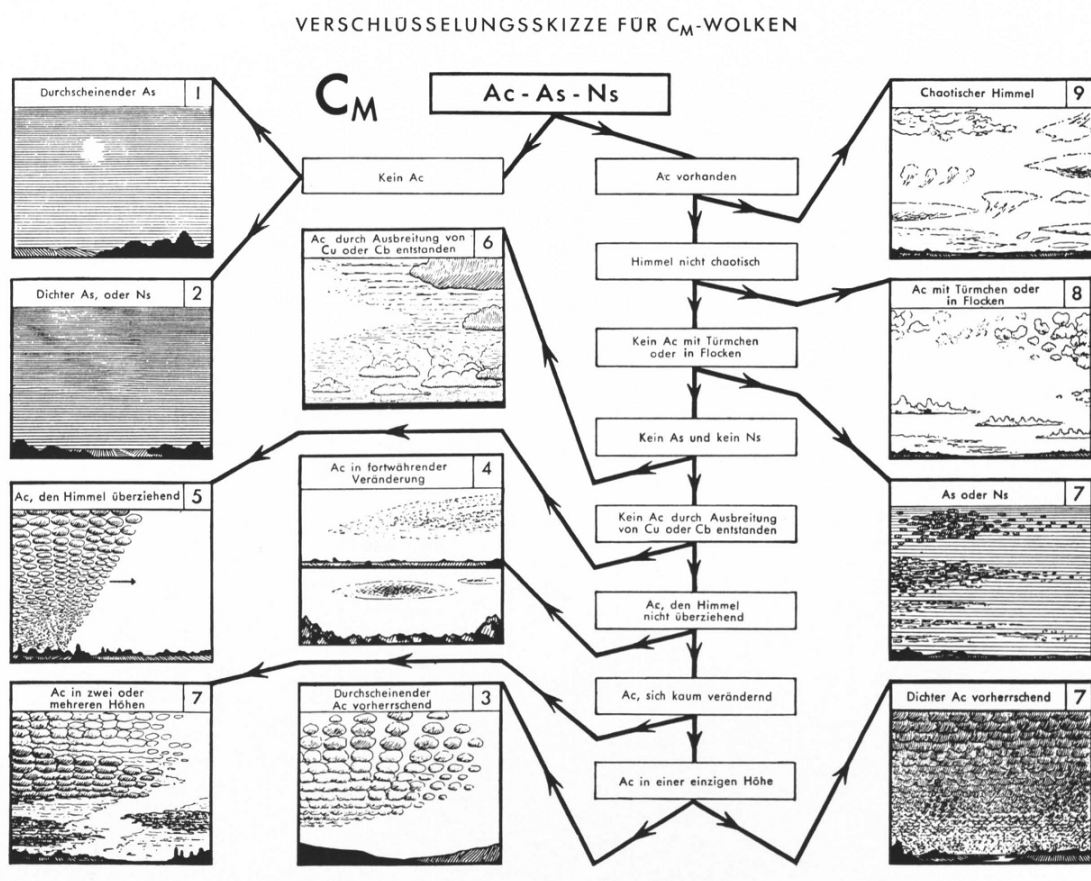


Abbildung A.2.: Anleitung Verschlüsselung mittlere Wolkengattungen (Deutscher Wetterdienst, 1990 [36])

A.3. Verschlüsselung der hohen Wolkengattungen

Verschlüsselungscode	Beschreibung
$C_H=0$	keine C_H Wolken vorhanden
$C_H=1$	Cirrus Bewölkung, die in Form von Häkchen, Fasern oder Strähnchen den Himmel nicht fortschreitend überzieht (fibratus bzw. uncinus)
$C_H=2$	in Form von Flecken oder Bündeln auftretende dichte Cirrus Bewölkung (spissatus), die oftmals Reste des oberen Teiles eines Cumulonimbus sind, Cirrus mit kleinen Türmchen oder Zinnen (castellanus) beziehungsweise cumulusartige Büscheln (flocus)
$C_H=3$	Reste oder Teile einer Cumulonimbuswolke in Form von Ambossen auftretender dichter Cirrus (spissatus cumulonimbugenitus)
$C_H=4$	dichter werdende, den Himmel überziehende, Haken- oder fädenartige Cirrus Bewölkung (uncinus oder fibratus)
$C_H=5$	Himmel überziehender, dichter werdender Cirrus und/oder Cirrostratus in Form von Banden, die am Himmel an zumindest einem Punkt zusammenlaufen, jedoch nicht eine Höhe von 45 Grad über dem Horizont erreicht
$C_H=6$	Himmel überziehender, dichter werdender Cirrus und/oder Cirrostratus in Form von Banden, die am Himmel an zumindest einem Punkt zusammenlaufen, jedoch breitet er sich um mehr als 45 Grad über dem Horizont aus
$C_H=7$	Himmel überdeckender Cirrostratus Schleier
$C_H=8$	Cirrostratus der das Himmelsgewölbe nicht komplett überzieht
$C_H=9$	Cirrocumulus, der entweder alleine oder in Kombination mit Cirrus und Cirrostratus auftritt
$C_H=/$	keine C_H Wolken erkennbar auf Grund von Dunkelheit, Nebel, Staub- oder Sandtreiben beziehungsweise durch eine tiefer liegende Schicht tieferer Wolken

Tabelle A.3.: Verschlüsselung der hohen Wolkengattungen (Deutscher Wetterdienst, 1990 [36])

A. Verschlüsselung der Wolkengattungen

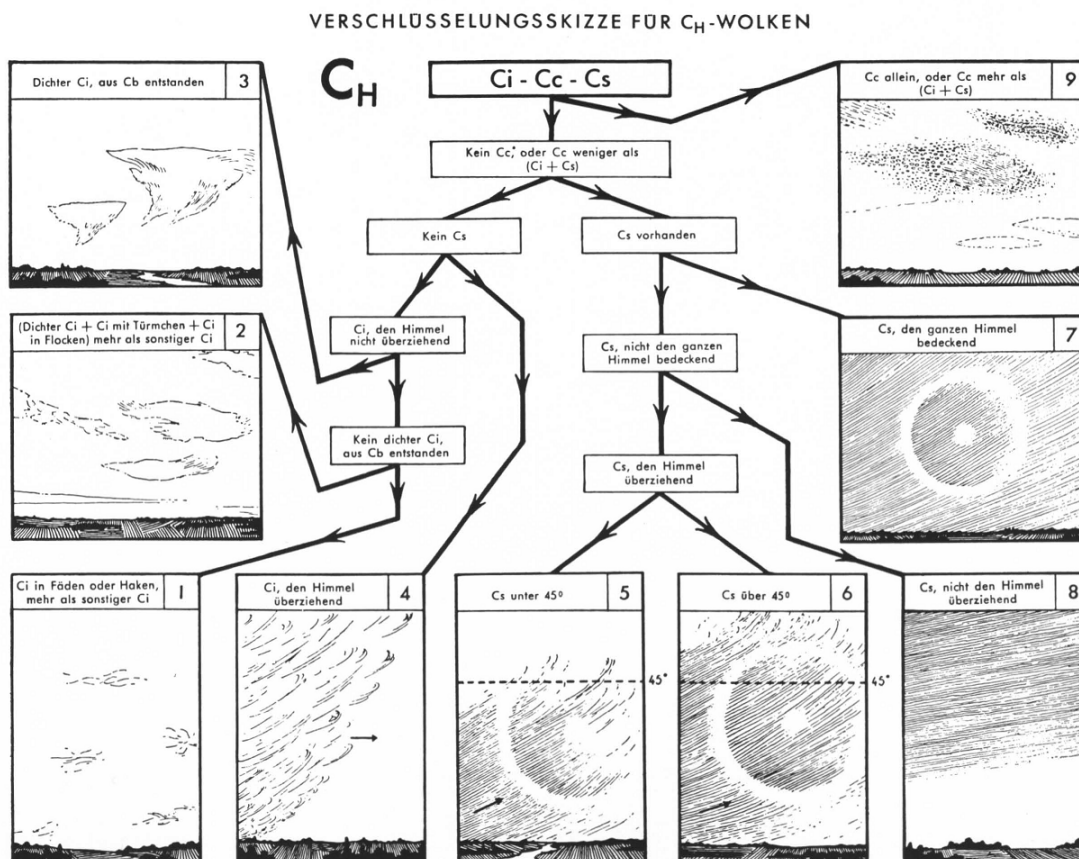


Abbildung A.3.: Anleitung Verschlüsselung hoher Wolkengattungen (Deutscher Wetterdienst, 1990 [36])